

205.142  
1981  
207

Triple

280

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE



205112

1981  
207

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3<sup>e</sup> CYCLE  
de Géologie Appliquée

par

**Liliane JENATTON**



S U J E T

**Microthermométrie des inclusions fluides  
des cristaux associés  
à l'ouverture de fentes alpines.  
Approche de l'évolution des conditions de pression  
et de température lors de la déformation.**

Soutenue le 25 Septembre 1981 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. J.-P. GRATIER	Examineurs
M. J. LEROY	
M. A. PECHER	Rapporteurs
M. P. VIALON	



205142

# THÈSE

1981

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE  
DE GRENOBLE

207

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3<sup>e</sup> CYCLE  
de Géologie Appliquée

par

Liliane JENATTON



S U J E T

## **Microthermométrie des inclusions fluides des cristaux associés à l'ouverture de fentes alpines.**

**Approche de l'évolution des conditions de pression  
et de température lors de la déformation.**

Soutenue le 25 Septembre 1981 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. J.-P. GRATIER	Examineurs
M. J. LEROY	
M. A. PECHER	Rapporteurs
M. P. VIALON	

T. 81/417

GRENOBLE



## AVANT-PROPOS

Sur cette page réservée à l'avant propos, devrait figurer quantité de noms de personnes, malheureusement la place me manquerait pour les citer toutes, et pour faire un résumé des remerciements, je choisirais l'organisation d'un puzzle où chaque pièce figurerait un individu.

Comme dans tout jeu de puzzle, il est des pièces maitresses qui constituent une clé de départ sans laquelle il n'existe pas de cohésion possible.

La première pièce a été Pierre VIALON. En livrant les thèmes de ce travail, il a bien voulu m'accueillir à l'IRIGM, dans son équipe et il s'est occupé du financement de cette étude; qu'il en soit remercié car sans lui ce travail n'aurait pu être et ma vie, sans doute, aurait suivi un autre chemin.

Arnaud PECHER sera la seconde pièce. Il m'a guidé vers les secrets microscopiques des inclusions fluides et a dirigé ce travail au cours des deux années passées, chose pas toujours facile; je le remercie de sa patience et du savoir qu'il a bien voulu me faire partager.

La troisième pièce a été Jean Pierre GRATIER, qui par sa bonne humeur, ses encouragements et sa disponibilité mise à rude épreuve quelquefois, fut un soutien moral, à la suite de la mise en doute constante des idées. Pour lui, autant de remerciements que de minutes écoulées en discussions autant scientifiques que culturelles.

Enfin, j'ai beaucoup de plaisir à remercier Jacques LEROY, qui a bien voulu apporter ses jugements de spécialiste des inclusions fluides, et Guy PERRIER, qui a bien voulu présider ce jury.

Que tous soient ici remerciés, mais un puzzle de cinq pièces est-il digne de figurer sous ce nom? Comment ne pas ajouter toutes les autres pièces, qui replacées les unes après les autres, reconstituent la vie du laboratoire et la vie de tous les jours. Chercheurs permanents, techniciens chercheurs troisième cycle ou simplement amis, je voudrais que vous choisissiez une pièce de ce puzzle car au dos, figure pour chacun un grand merci.

Enfin, pourquoi ne pas inscrire ce puzzle dans un halo géographique puisque, depuis la ligne bleue des Vosges, on aperçoit le Mont Blanc, et c'est auprès de ces deux limites que mon cœur retourne le plus souvent.

Merci à tous.

A Michelle.



Il y a un principe bon qui a créé l'ordre, la lumière et l'homme, et un principe mauvais qui a créé le chaos, les ténèbres et la femme.

Pythagore

## TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : RAPPELS SUR LES FLUIDES DANS LES ROCHES	3
A - NATURE ET ORIGINE DES FLUIDES	5
B - CIRCULATION FLUIDE DANS LES ROCHES	7
C - ROLE DES FLUIDES	8
I - DISSOLUTION	9
II - FRACTURATION	10
III - TRANSPORT	10
a - Les transports liés à un gradient de charge	11
b - Transport lié à un gradient de température	11
c - Transport lié à un gradient de concentration chimique	12
d - Comparaison entre les deux mécanismes de transport : percolation-diffusion	13
IV - CRISTALLISATION	14
V - DEPART DES RESIDUS FLUIDES QUI ONT SERVI A TRANSPORTER LA MATIERE DISSOUE	16
CHAPITRE II : ETUDE DES FORMES DE CROISSANCE DES CRISTAUX QUI SE DEVELOPPENT SYNTÉCTONIQUEMENT DANS DES ROCHES DEFORMÉES	21
A - NUCLEATION ET CROISSANCE	24
B - REMPLISSAGE DES FENTES SYNTÉCTONIQUES	25
I - Croissance sans déformation du milieu	25
II - Croissance pendant la déformation : ouverture d'une fente	26
1 - Ouverture dans une déformation coaxiale	26
a - Croissance centripète ("syntaxial growth")	26
b - Croissance centrifuge ("antitaxial growth")	26
- Ouverture par microfissurations successives : "crack-seal"	27
c - Croissance composite	28
d - Cristaux étirés ("stretched crystals")	28
2 - Ouverture dans une déformation non coaxiale	29
a - Rappel sur la déformation finie	29
b - Déformation incrémentale	29
Croissance centripète	32
Croissance centrifuge	32
Croissance composite	32
Cristaux étirés	32
CHAPITRE III : TECHNIQUES UTILISÉES	35
A - MISE EN EVIDENCE DES DIFFÉRENTES GÉNÉRATIONS DE CRISTAUX PAR CATHODOLUMINESCENCE	37
I - Principe de la cathodoluminescence	38
II - Processus de l'excitation et de l'émission de la lumière	40
III - Facteurs commandant la luminescence	41
IV - Appareillage utilisé	41
B - CHRONOLOGIE DES DIFFÉRENTES INCLUSIONS FLUIDES DANS UN MEME CRISTAL	43
C - ESTIMATION DE LA DENSITÉ DES FLUIDES PIÉGÉS : MICROTHERMOMETRIE	46
I - Détermination de la composition et de la densité du fluide	47
a - Salinité - Température de fusion	47
b - Densité - Température d'homogénéisation	47



- II - Appareillage et correction des mesures
  - a - Appareillage
  - b - Corrections directes sur les mesures
    - 1 - Etalonnage de la lecture des températures
    - 2 - Autres erreurs - Précision et reproductibilité
      - Influence du temps de chauffage de l'électronique
      - Influence de la durée du chauffage de l'inclusion fluide
      - Influence de la distance inclusion fluide-sonde
      - Erreurs dues aux difficultés d'observation du changement de phase
  - c - Dispersion résiduelle, dans le cas d'un cristal idéalement simple

#### CHAPITRE IV : LES INCLUSIONS FLUIDES, MARQUEURS DES CONDITIONS DE LA DEFORMATION

##### A - CROISSANCE CRISTALLINE SANS PERTURBATION DU MILIEU DE FORMATION : CRISTAUX SYNTHETIQUES DE QUARTZ

- I - Mode de formation - Croissance hydrothermale
- II - Les inclusions fluides du quartz synthétique
- III - Résultats obtenus en microthermométrie
- IV - Rééquilibrage expérimental des inclusions
- V - Discussion

##### B - CAS NATUREL SIMPLE : FENTE DE TENSION TARDITECTONIQUE

- I - Cadre géologique et tectonique
- II - Paragenèse de la fente - Géométrie des cristaux
- III - Classification - morphologie des inclusions fluides
  - a - Inclusions de forme simple
  - b - Inclusions allongées
  - c - Inclusions anastomosées
- IV - Microthermométrie
  - 1 - Température de fusion - Salinité
  - 2 - Température d'homogénéisation - Densité
  - 3 - Analyse de ces variations de densité
    - a - Influence de la position de la section dans la fente
    - b - Influence de la forme des inclusions dans quelques sections
    - c - Influence de la position des inclusions dans le cristal
- V - Interprétation

##### C - CAS COMPLEXE : INTERTRONCONS DE BELEMNITE BOUDINEE

- I - Géologie - tectonique
  - 1 - Marqueurs de la déformation : les bélemnites tronçonnées
    - 1.1. Caractérisation de la déformation
    - 1.2. Tronçonnement des rostrs
- II - Géométrie à l'échelle de la bélemnite : cathodoluminescence
  - 1 - Tronçons observés - schéma général
    - a - Matrice schisteuse
    - b - Bélemnite
    - c - Intertronçon
  - 2 - Interprétation
- III - Etude en microthermométrie
  - 1 - Les inclusions fluides
  - 2 - Microthermométrie
    - 2.1. Résultats obtenus
    - 2.2. Différences de  $T_h$  en fonction de la forme des inclusions
    - 2.3. Différences de  $T_h$  en fonction de la minéralisation
- IV - Interprétation

CONCLUSIONS GENERALES

ANNEXES

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

#### INTRODUCTION

Lorsque croissance des cristaux et déformation sont associées, la valeur des paramètres pression et température pourrait, dans certains cas, être obtenue grâce à l'étude des inclusions fluides liées aux cristaux syncinématiques.

Bien que les méthodes d'analyse en microthermométrie soient désormais bien développées, on peut s'interroger sur la signification à accorder aux résultats dans le cas de cristaux déformés. En effet, par comparaison avec les autres méthodes utilisées pour définir l'histoire de la déformation, on ne retrouve pas les corrélations attendues.

Ce travail est donc une tentative d'étude plus détaillée des inclusions fluides, de leurs significations et des relations qui peuvent exister entre cristallisation et déformation.

A partir de cette idée, si l'on utilise des cristaux bien calés par rapport à la déformation, on devrait pouvoir suivre, par l'intermédiaire des inclusions fluides, une évolution de pression fluide ou une variation de pression fluide dans le temps et d'un point à l'autre d'un objet déformé. Les changements de pression sont beaucoup plus brutaux que les changements de température et, les variations de densité reflètent surtout des variations locales de pression fluide.

Dans une première partie, on rappelle l'importance et le rôle des fluides liés aux mécanismes géologiques. Diagenèse et métamorphisme contribuent à mobiliser les fluides par une réduction de la porosité des roches. Ceux-ci, une fois libérés, circulent entre les grains des roches selon divers mécanismes et, si on les associe à une déformation, ils jouent un grand rôle tout au long des chemins qu'ils emprun-



tent : ils vont dissoudre une partie des grains qu'ils côtoient, faciliter le transport des particules dissoutes, et contribuer à une recristallisation de ces mêmes particules.

Cette recristallisation est étudiée au second chapitre dans le cas du remplissage des fentes syntectoniques. Suivant l'état de déformation et la géométrie du milieu dans lequel on envisage cette formation de nouveaux cristaux, on montre que les cristaux peuvent pousser de diverses manières plus ou moins corrélables aux directions de déformation.

La troisième partie consacrée aux différentes méthodes utilisées, se rapporte à la cathodoluminescence, technique qui permet une mise en évidence des générations successives de cristaux; puis à la microthermométrie grâce à laquelle ont été réalisées toutes les mesures sur les inclusions fluides.

Au chapitre suivant, on considère trois exemples de croissance de cristaux où l'on a étudié les inclusions fluides pour tenter de préciser et de comprendre les distortions qui interviennent lors des cristallisations associées à la déformation :

On examine d'abord le cas idéalement simple de la croissance d'un cristal de quartz synthétique où la température de cristallisation reste constante, où il n'y a pas de contrainte et où aucun réchauffement n'intervient au cours de la croissance.

Dans un deuxième temps, on étudie les cristaux d'une fente d'extension géométriquement simple, qui correspond à une étape tardive de l'histoire d'une région.

Enfin, la cas complexe du remplissage quartzo-calcitique d'intertrons de bélemnites déformées dans les flancs d'un pli est plus délicat à considérer, en raison de l'histoire de la déformation, car la pression et la température varient dans le temps.

## CHAPITRE I

### RAPPELS SUR LES FLUIDES DANS LES ROCHES

#### A. NATURE ET ORIGINE DES FLUIDES

#### B. CIRCULATION FLUIDE DANS LES ROCHES

#### C. RÔLE DES FLUIDES

"Minéraux transfuges, tirés de leur torpeur,  
apprivoisés à la vie et sécrétés par elle,  
ainsi frappés de la malédiction de croître -  
il est vrai, le temps d'un sursis vite expiré.  
L'instable don de tressaillir émigre sans cesse."

R. Caillois



## I - RAPPELS SUR LES FLUIDES DANS LES ROCHES

Les roches sédimentaires, métamorphiques, magmatiques contiennent pratiquement toutes des fluides soit sous forme d'eau libre (remplissage des vides intergranulaires), soit sous forme chimique (eau participant aux compositions chimiques des minéraux).

Les fluides prennent part aux cycles géologiques dans l'espace et dans le temps. Présents partout, ils participent à la déformation en modifiant les agencements des grains lors de leur départ ; au cours de leur remontée en direction de la surface, ils déplacent les éléments qui constituent les grains par transport de matière ; enfin, ils favorisent certains processus géologiques tels que la cristallisation, par exemple.

### A - NATURE ET ORIGINE DES FLUIDES

Les couches de surface sont formées de débris de roches dégradées et transportées, ainsi que de minéraux formés par précipitation d'une solution saturée. Les roches sédimentaires résultantes ont ainsi une faible densité et sont fortement poreuses (la porosité s'exprime par un rapport entre le volume des vides et le volume des grains dans une roche ; elle peut être variable et les valeurs de porosité excédant 50 % ne sont pas rares).



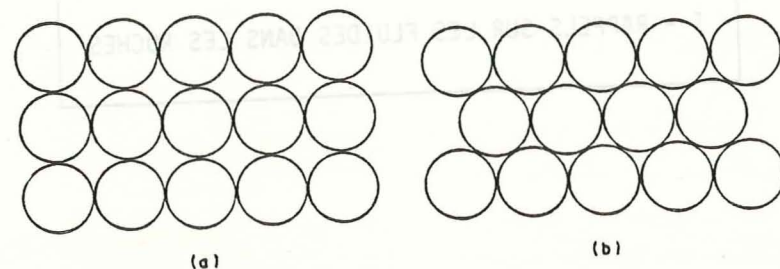


Figure 1. Réduction de la porosité par compaction (Price, 1975).  
 (a) matériau non compacté :  $V_{\text{grains}} = V_{\text{vides}}$ .  
 (b) matériau compacté :  $V_{\text{grains}} > V_{\text{vides}}$ .

La quantité "d'eau connée" présente dans les sédiments non consolidés et non compactés (fig. 1a) dépend du type de matériau sédimentaire : dans les sables, l'eau se dispose dans les vides laissés entre les grains ; dans les argiles, les particules élémentaires des minéraux argileux tendent à former des feuillets avec des réseaux disposés en nid d'abeille : les espaces vides inclus dans ces échafaudages sont remplis d'eau.

Les roches gorgées d'eau (formées en surface) peuvent s'enfoncer sous d'autres sédiments accumulés à des profondeurs variables où pression et température deviennent de plus en plus fortes : de sédimentaires, elles se transforment en roches métamorphiques.

#### Lors de la compaction

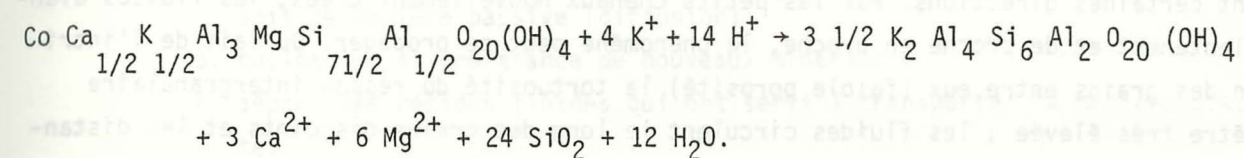
a. les espaces vides occupés par les fluides vont être réduits (fig. 1b) et l'eau chassée depuis les zones à forte charge vers les zones à faible charge (généralement vers le haut). Pour estimer les volumes d'eau qui migrent de cette façon, on peut prendre l'exemple de la subsidence d'un bassin sédimentaire (Fyfe et al, 1978) :

- soit un volume initial (créé par une colonne de 5 km d'épaisseur et de  $1 \text{ km}^2$  de section) de  $5 \text{ km}^3$ . En admettant une porosité moyenne de 50 %, le volume d'eau sera de  $2,5 \text{ km}^3$ . Si toute l'eau est chassée par compaction, le volume final des roches sera de  $2,5 \text{ km}^3$ .

b. le mécanisme de la compaction (proche de la surface) expulse l'eau présente entre les grains mais lorsque l'enfouissement se poursuit plus en profondeur, pression et température augmentent à l'intérieur des roches. Soumis à ces variations, les minéraux contenant de l'eau (eau liée à la formule chimique, présente sous forme de molécules  $\text{H}_2\text{O}$  ou d'ions hydroxylés  $\text{OH}^-$ ) la libèrent par rupture des liaisons hydratées.

Exemple : Montmorillonite  $\rightarrow$  Illite +  $\text{H}_2\text{O}$

Illite - Montmorillonite  $\rightarrow$  Muscovite +  $\text{H}_2\text{O}$ .



Le pourcentage d'eau libérée  $\left( \frac{V_{\text{molaire de l'eau}}}{V_{\text{molaire des réactants}}} \right)$  est égal à 12 % (Beach, 1979).

À l'échelle des molécules, des grains ou plus largement des roches, de l'eau est libérée en quantité importante. En réponse aux différents paramètres P, T, l'eau va circuler en utilisant divers chemins : ceux existant déjà, dépendants de la perméabilité de la roche (espaces vides entre les grains) et ceux créés par les fluides eux-mêmes : l'eau libérée entraîne des surpressions dans les roches, qui aboutissent à des désorganisations des grains.

#### B - CIRCULATION FLUIDE DANS LES ROCHES

Dans les milieux proches de la surface, les fluides libérés vont remonter en direction de la surface en utilisant les interstices existant entre les grains, dans les pores légèrement réduits. Cette circulation ne rencontre pas d'obstacle majeur (drainage parfait, perméabilité importante) et s'effectue relativement facilement. Les conditions sont celles d'une croissance linéaire de T (suivant le gradient thermique du lieu), de  $P_s$  (charge lithostatique, fonction de la densité du matériau) et  $P_f = P_h$  (pression hydrostatique, fonction de la densité du fluide).

Plus en profondeur, en milieu métamorphique, les petits chenaux disponibles entre les grains se réduisent au fur et à mesure de l'enfouissement. Les fluides libérés par réaction chimique (sous gradient de P et/ou de T) vont être évacués à vitesse très faible. Dans des volumes limités et pour des durées brèves, les surpressions fluides ( $P_f$



tend à croître au fur et à mesure de la réduction de perméabilité et prend des valeurs très différentes de  $P_s$ , leur rapport  $\lambda = \frac{P_f}{P_s}$  atteint des valeurs allant de 0,4 à 1 en moyenne (Fyfe et al, 1978)) créées au sein de la roche, vont diminuer la résistance de la roche et abaisser son seuil de rupture (Jaeger et Cook, 1969), provoquant des disjonctions suivant certaines directions. Par les petits chenaux nouvellement créés, les fluides avancent lentement et, de proche en proche, le phénomène peut se propager. Du fait de l'intrication des grains entre eux (faible porosité) la tortuosité du réseau intergranulaire peut être très élevée ; les fluides circulent le long des grains disjoints et les distances parcourues par les molécules de fluides peuvent être plus importantes que le trajet apparent, envisagé de façon idéale.

#### C - RÔLE DES FLUIDES

Au cours de ce trajet, les fluides vont ajuster leur composition chimique par rapport à celle du nouvel environnement dans lequel ils se trouvent propulsés : ils joueront à la fois le rôle de solvant et d'agent de transport.

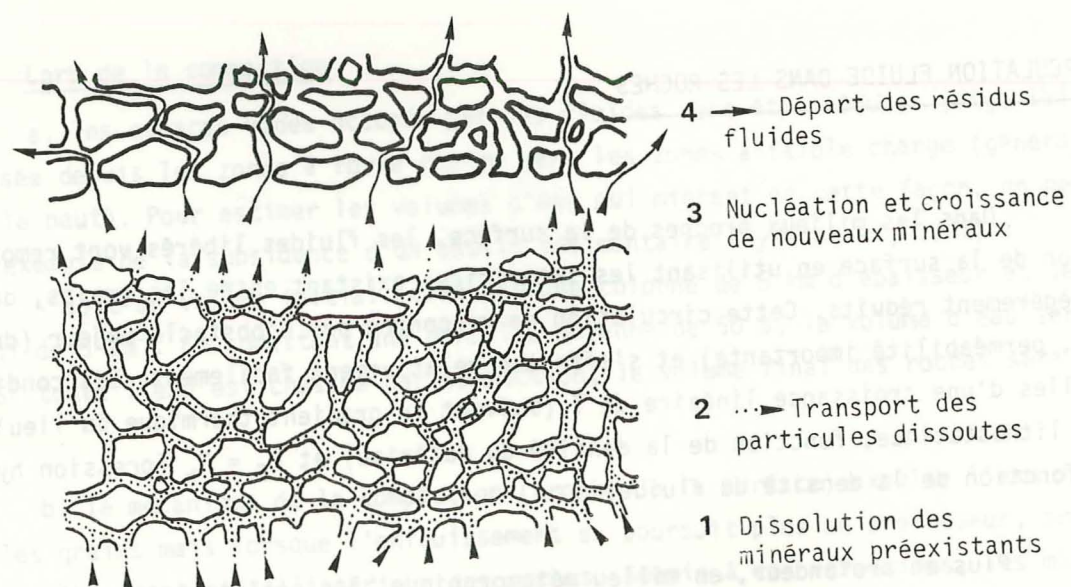


Figure 2. Schéma montrant le rôle des fluides qui circulent dans les roches.

Pour n'importe quel fluide, on peut envisager une évolution en étapes successives (fig. 2), en tenant compte de l'interaction roches-fluides :

1. dissolution des minéraux existants
2. transport des espèces dissoutes soit de manière active (infiltration), soit de manière passive (diffusion)
3. nucléation et croissance de nouveaux minéraux
4. départ des résidus fluides qui ont servi à transporter la matière dissoute.

#### I - DISSOLUTION

Les principaux facteurs responsables de la dissolution des roches sont le degré de sous-saturation des fluides (dépendant des minéraux présents) et le temps nécessaire pour que l'interaction fluides-minéral puisse avoir lieu (vitesse de dissolution).

Les fluides libérés lors de la compaction, sont sous saturés, l'équilibre de la roche est dérangé : à chaque instant, il devrait y avoir équilibre entre fluides et roches environnantes ; l'eau pour remédier à cette sous-saturation de la solution, joue un rôle de dissolvant (on sait que l'eau, particulièrement l'eau salée, est un solvant des matières inorganiques ; en fonction de la température et la pression dans le milieu, tous les solides ont une solubilité définie dans l'eau).

Les minéraux existants, les grains des roches, soumis à l'environnement fluide de sous saturé, sont dissous sur une tranche superficielle de leur surface jusqu'à ce que la solution soit saturée.

La forme des grains sera modifiée mais la quantité dissoute reste très faible s'il n'y a pas évacuation de la matière dissoute :

- soit par déplacement du fluide
- soit par diffusion.

Les fluides qui circulent, transportent donc des éléments en solution et le transport pourra se faire de manière active par perméabilité ou de manière passive par diffusion.



On a vu plus haut (paragraphe B) que durant des stades préliminaires, la compaction et la dissolution au contact des grains, ont diminué la porosité et la perméabilité ( $P_f = P_s$  donc  $\frac{P_f}{P_s} = 1$ ), les solutions en cours de transport circulent mal, sont bloquées en certains points, vont induire des fractures.

## II - FRACTURATION

Si la déformation se poursuit, une légère surpression tectonique contribuera à comprimer les pores. L'interaction entre roches et fluides se déroulera en circuit fermé dans la mesure où la perméabilité est trop faible pour que l'augmentation de  $P_f$  provoque une évacuation appréciable des fluides.

A partir d'un certain seuil, une augmentation de  $P_f$  diminue la résistance de la roche, il peut apparaître des fractures dites hydrauliques dès que  $P_f$  dépasse la valeur de confinement (fonction de  $P_s$ ) ajoutée à la valeur de la cohésion de la roche ( $P_f/P_s$  transitoirement  $> 1$ ) :

$$P_f > \sigma_z + T.$$

Cette fracturation hydraulique réduit pour quelques instants l'action des contraintes, provoque une dilatation des pores des intergrains donc une augmentation de la perméabilité et une évacuation des fluides transporteurs de solutions.

## III - TRANSPORT

Les déplacements de matière sont liés à l'existence d'une force motrice et les mécanismes de transport peuvent être classés en fonction des causes de déséquilibre qui sont susceptibles d'agir sur le système. Ces causes peuvent être de trois types :

- gradient de charge
- gradient thermique
- gradient de concentration.

a. Les transports liés à un gradient de charge  $\frac{\partial P}{\partial x}$  concernent les fluides qui peuvent percoler à travers les roches et transporter de manière active certains constituants. Dans le cas d'infiltration d'une solution, on peut utiliser, pour connaître la vitesse de transport des particules, la loi de Darcy (1856) :

$$k = \left( \frac{Q}{A} \right) \eta \left( \frac{dp}{ds} \right)^{-1}$$

$Q$  = volume de fluide qui passe à travers une section par seconde,

$A$  = l'aire de la section traversée.

La vitesse d'infiltration sera alors donnée par la formule découlant de cette loi :

$$v = - \frac{k}{\eta} \left( \frac{\partial P}{\partial x} \right)$$

$\mathcal{P}$  = porosité

$k$  = perméabilité en darcy

$\eta$  = viscosité en centipoise

$\frac{\partial P}{\partial x}$  = gradient de charge en bar/cm

La vitesse de transport des particules dépend de la perméabilité  $k$  du type de roche envisagée ainsi que du gradient de charge  $\frac{\partial P}{\partial x}$ .

Perméabilité, pression de confinement et indirectement pression et température sont les paramètres qui influencent le transport des solutions par gradient de charge. En effet, plus haut, on a constaté que la perméabilité était dépendante des contraintes qui s'exerçaient sur le milieu (les contraintes sont plus ou moins elles-mêmes liées aux conditions de  $P$  et  $T$ ).

### b. Transport lié au gradient de température

La température est un paramètre clé dans les transports. Un gradient de température va contribuer :

- soit à une augmentation de  $P$ , qui va faciliter l'infiltration des solutions (cf. gradient de pression),



- soit à créer dans les fluides un mouvement de matière par diffusion, c'est l'effet Soret (effet thermogravitationnel : l'intervention de la différence de température provoque des courants de convection qui entraînent un déplacement de matière).

- ou alors une modification du potentiel chimique (homogénéité du matériau non réalisée) si la porosité des roches est quasiment nulle et induire un transport de matière à l'état passif (fluides immobiles) (cf. gradient de concentration chimique).

### c. Transport lié à un gradient de concentration chimique

Au cours des réactions métamorphiques, des échanges chimiques se produisent par diffusion dans le fluide intergranulaire, immobile entre les minéraux des roches : ce transport passif peut d'ailleurs également s'effectuer selon d'autres chemins : dans le réseau cristallin ou aux joints de grains lors des processus de fluage (Nabarro-Herring creep - Cobble creep).

On considère un milieu solide (avec une phase fluide) soumis à un état de contraintes (s'il y a équilibre localement entre les solides et leurs solutions); si les contraintes appliquées au solide sont hétérogènes, le potentiel chimique  $\mu$  va varier le long de l'interface solide-liquide (Paterson, 1973) : dans la zone où la compression est élevée, le potentiel chimique sera élevé, une dissolution pourra apparaître; au contraire la zone à compression faible donnera un potentiel chimique faible, une cristallisation pourra apparaître. Entre les deux, le gradient de potentiel provoquera une diffusion de matière de la zone de dissolution vers celle de cristallisation.

L'expression la plus simple, reliant le gradient de potentiel chimique et le flux de matière ou plus exactement le gradient de concentration qui lui est lié, est la loi de Fick dans laquelle le flux au travers d'un plan de référence, pendant une unité de temps, est proportionnel (et de signe contraire) au gradient de concentration au travers du même plan :

$$J = - D \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right).$$

D représente le coefficient de diffusion dans la roche impliquée (fonction de la vitesse à laquelle la matière diffuse).

Le gradient de potentiel chimique  $\frac{\partial \mu}{\partial x}$  (dans la formule de Fick, on a utilisé le gradient de concentration  $\frac{\partial C}{\partial x}$ , valable seulement dans le cas de solutions idéales ou diluées) contrôle la diffusion.

A l'équilibre, le potentiel chimique a été défini par Gibbs (1906)

$$\mu = U - TS + \sigma_n v$$

$U$  = énergie interne molaire d'un solide soumis à des contraintes  
 $T$  = température  
 $S$  = entropie molaire d'un solide sous contrainte  
 $\sigma_n$  = composante normale de la contrainte  
 $v$  = volume molaire d'un solide sous contrainte.

De façon directe, le potentiel chimique dépend donc de la valeur des contraintes exercées sur le milieu étudié. Grâce à ce mécanisme, un transport de matière peut s'effectuer au moins à l'échelle locale sur des distances du centimètre ou du décimètre.

A la suite de ces courts exposés sur les mécanismes de transport mis en jeu dans les roches, on peut tenter une approche d'un point de vue plus concret. Pour ce faire, on utilisera des données correspondantes à l'échelle géologique et on calculera les distances parcourues par la matière soit par infiltration, soit par diffusion.

### d. Comparaison entre les deux mécanismes de transport : percolation-diffusion

La façon la plus simple pour estimer la signification géologique d'un mécanisme de transport est d'évaluer la distance qu'il peut faire parcourir à une molécule en un temps donné que l'on peut prendre arbitrairement égal à 1 million d'années ( $3,15 \cdot 10^{13}$  s).

. dans le cas d'un mécanisme par diffusion, la distance parcourue est donnée par la formule  $x = (2 Dt)^{1/2}$ . En prenant un coefficient de diffusion de  $10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$  (diffusion dans les argiles, Fisher et Elliot, 1973), la distance caractéristique de diffusion sera de 2,5 m en un million d'années. En prenant  $D = 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$  (diffusion au joint de grain, Fisher et Elliot, 1973), la diffusion se fera sur une distance de 0,079 m.

. dans le cas de la percolation d'une solution, la distance de pénétration peut être calculée à partir de la loi de Darcy qui donne la vitesse  $v_r$  de percolation d'un fluide de viscosité  $\eta$  à travers une roche de porosité  $\mathcal{P}$  et de perméabilité  $k$  pour un gradient de charge  $\frac{\partial h}{\partial x}$



$$v_r = - \frac{k}{\eta \phi} \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right), \text{ la distance sera de } x = v_r t.$$

Si l'on prend une perméabilité de  $10^{-6}$  Darcy (Brace et al, 1968), une porosité de 1 %, une viscosité de l'eau de l'ordre de  $10^{-1}$  centipoise (Dudziak et Franck, 1966) et un gradient de charge de 1 bar/km, la vitesse de percolation est de l'ordre de  $10^{-10}$  m/s qui correspond à une distance de pénétration de  $x = v_r t = 10^{-10} \times 3,5 \cdot 10^{13} = 3,5 \cdot 10^3$  m, 3 km en un million d'années.

Sur la base de calcul analogue à celui effectué ici, Fletcher et Hofman (1974) concluent à la prédominance de l'infiltration sur le mécanisme de diffusion dans les conditions de métamorphisme. Mais que signifie au point de vue géologique, cette distance de pénétration ? Elle traduit imparfaitement les potentialités de migration, elle ne tient compte que de la vitesse de déplacement des molécules mais ignore la masse de matière susceptible de migrer (Ildefonse, 1980).

Toutefois, il résulte que ces deux mécanismes de transport utilisent le même chemin à travers les roches (les réseaux de pores interconnectés ou les joints de grains), tous deux auront leur effet amplifié si la porosité  $P$  des roches augmente (mais l'infiltration transporte des grandes quantités sur de grandes distances) ; les flux de matière que chacun d'eux transporte, seront également affectés par la solubilité des espèces chimiques (solubilité et vitesse de transport peuvent varier en sens inverse, exemple : le quartz voit sa solubilité augmenter avec une augmentation de  $P$  et  $T$ , dans le même sens que la vitesse de transport alors que la calcite a une solubilité décroissante avec une augmentation de  $T$ , inversement au transport) ; les flux relatifs engendrés par chacun des mécanismes de transport ne dépendront que de l'importance relative des gradients de pression (sur de grandes distances) et des gradients de concentration (localement).

Au cours de la diffusion ou de l'infiltration, les fluides rencontrent des conditions de pression et de température variées, vont éventuellement déposer les éléments qui sont en solution et la cristallisation sera l'étape suivante du rôle des fluides.

#### IV - CRISTALLISATION

Durant le transport (infiltration et/ou diffusion), les fluides rencontrent des surfaces de disjonction de grains (cf. § Fracturation) où existent de légères différences de pression (du fait de la création d'une dépression). Les solutions qui circulent

dans la roche ont tendance à précipiter en déposant des cristaux (voir chapitre suivant).

Pour avoir une idée des quantités de fluides mises en jeu lors de la cristallisation, on peut prendre l'exemple du remplissage d'une fente d'extension.

Considérons une fente d'extension ouverte dans un milieu schisteux. La veine possède les dimensions suivantes :

longueur  $L = 6$  m  
largeur = inconnue mais prise égale à 6 m  
épaisseur = 0,13 m.

Grâce à cet exemple, on peut tenter de calculer la masse de quartz qui a cristallisé et, par extrapolation, la quantité :

- de fluides nécessaires à cette cristallisation
- de roches qui a été drainée et asséchée d'éléments en solution.

Pour simplifier notre calcul, on assimilera la fente à un ellipsoïde à grand axe horizontal  $D = 6$  m,  $d = 0,13$  m (fig. 3).

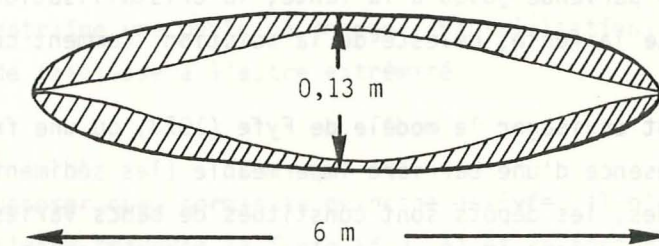


Figure 3. Calcul de la masse de remplissage minéral d'une fente assimilée à une ellipse.

Le volume de la cristallisation dans la fente est de  $v = \frac{4}{3} \pi \left( \frac{D}{2} \right)^2 \frac{d}{2}$ ,  $v = 2,45 \text{ m}^3$ . La densité du quartz est de  $2,6 \text{ T/m}^3$  donc la masse de l'ellipsoïde considérée comme remplie de quartz est de  $m = \rho v = 6,37 \text{ T}$ . Avec une différence de pression entre l'intérieur de la fente et la roche environnante égale à 100 bars, la quantité de quartz qui va précipiter sera de  $1 \cdot 10^{-4} \text{ g}$  pour  $1 \text{ m}^3$  d'eau à  $375^\circ\text{C}$  (Kennedy, 1950 ; Weill and Fyfe, 1964). Le volume d'eau qui doit traverser la fente pour permettre la précipitation de  $6,37 \text{ T}$  de quartz sera donc de  $6,37 \cdot 10^{10}$  litres.

La porosité des sédiments à une profondeur de 15 km ( $350^\circ\text{C}$ ) peut être de 1 % (Fyfe et al, 1976). Le volume de roches impliqué dans la cristallisation sera équivalent à



$6,37.10^8 \text{ dm}^3$ . Si l'assèchement est isotrope autour de l'ellipsoïde que représente la fente, la zone asséchée délimitera un pourtour de  $\sqrt[3]{6,37.10^8} = 86 \text{ m}$ .

S'il y a ouverture progressive de la fente et que l'apport de fluides soit régulier et puisse interférer avec le milieu ambiant de cristallisation, les cristaux seront globalement orientés selon la direction d'extension (d'ouverture) (Durney Ramsay, 1973).

A travers l'exemple précédent, il transparaît qu'un volume d'eau 100 à 1 000 fois plus grand, pour une quantité de quartz donnée dans une veine hydrothermale, est indispensable à la cristallisation. Que devient le surplus de fluides ?

#### V - DEPART DES RESIDUS FLUIDES QUI ONT SERVI A TRANSPORTER LA MATIERE DISSOUE (cas de l'infiltration)

La cristallisation dans une fente nécessite une quantité énorme de fluides. Une grande partie des fluides est nécessaire pour véhiculer les particules en solution ; une fois la solution parvenue jusqu'à la fente, la cristallisation a lieu et le fluide résiduel s'échappe de la fente, délesté de la solution. Comment celui-ci ressort-il ?

. On peut envisager le modèle de Fyfe (1978) où une fracturation hydraulique est créée par la présence d'une barrière imperméable (les sédiments en cours de compaction, sont hétérogènes, les dépôts sont constitués de bancs variés où des niveaux imperméables sont présents). Le drainage des fluides est contrarié, la barrière imperméable bloque les fluides (il en résulte une montée de  $P_f > P_h$ , dont une ouverture) provoque la cristallisation et les fluides ressortent à l'horizontale (fig. 4).

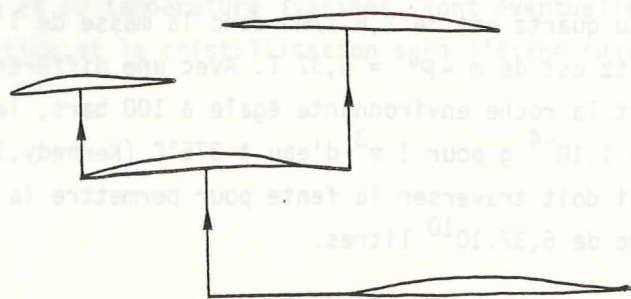


Figure 4. Circulation du fluide à travers la roche depuis des niveaux bas jusqu'aux plus élevés (Fyfe et al., 1978).

Ce modèle est envisageable à toute échelle.

2. Si la barrière imperméable appartient à un complexe géologique (un bassin de subsidence par exemple), le fluide va suivre un chemin à peu près similaire à celui évoqué précédemment (fig. 5), mis à part que la zone de rupture se comportera comme une canalisation.

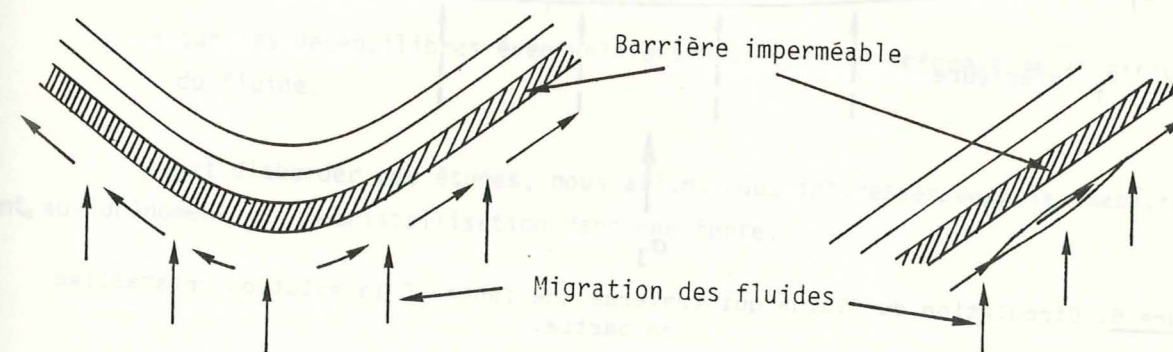


Figure 5. Circulation du fluide lorsqu'il rencontre une barrière imperméable, conséquence sur la cristallisation (Fyfe et al., 1978).

Le fluide va traverser cette zone de part en part : lorsqu'il pénètre dans la veine, la dépression entraîne une perte de charge (cristallisation) et le fluide ressort le long de la zone de faiblesse à l'autre extrémité.

3. On peut supposer que, hormis le principe de Fyfe, il n'existe pas de barrière imperméable et le fluide traverse la fente (fig. 6) et ressort par le toit de la veine, toujours selon la direction de la contrainte principale minimale (pour cela, il faut admettre que la pression fluide au-dessus de la fente est inférieure à la pression fluide dans la fente, elle-même inférieure à la pression fluide au-dessous de cette fente)

$$P_{F \text{ inf}} > P_{F \text{ fente}} > P_{F \text{ sup}}$$



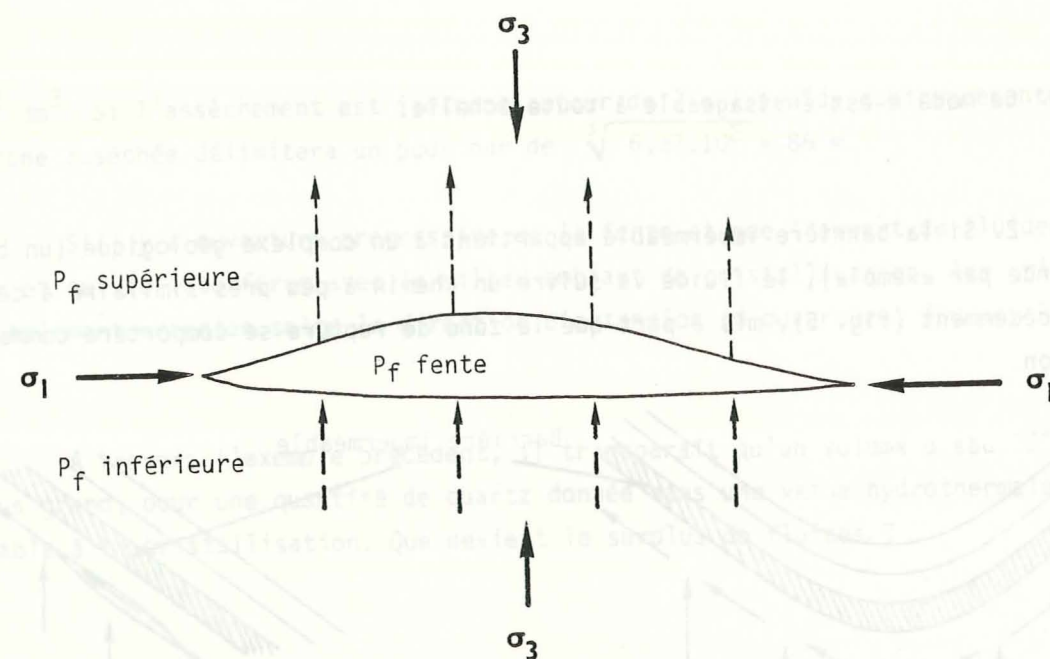


Figure 6. Circulation du fluide qui traverse une fente où la solution cristallise en partie.

4. Au moins localement, un processus lent (la diffusion par exemple) peut aussi provoquer un apport de matière vers une fente. S'il y a cristallisation dans la fente due à une légère baisse de pression et s'il apparaît un gradient de concentration dans un fluide immobile (fig. 7),

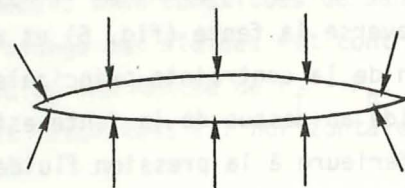


Figure 7. Remplissage d'une fente par apport fluide lié à la diffusion.

ce système doit pouvoir fonctionner sur quelques centimètres, voire quelques décimètres, sur le pourtour de la veine.

On peut se rendre compte de l'importance des fluides. Ils sont présents partout en quantité importante parfois (roches de profondeur ou roche de surface). On les retrouve dans les cristaux des fentes où une partie des fluides reste piégée dans les inclusions fluides.

L'étude de ces inclusions devrait nous renseigner :

- sur la pression fluide ( $P_f$ ) locale
- sur les déséquilibres éventuels entre vitesse de déformation et circulation du fluide.

Avant d'aborder ces études, nous allons nous intéresser, dans le chapitre suivant, aux phénomènes de recristallisation dans une fente.

## ÉTUDE DES FORMES DE CROISSANCE

### A. NUCLÉATION ET CROISSANCE

### B. REMPLISSAGE DES FENTES SYNTÉCTORIQUES



On peut se rendre compte de l'importance des fluides. Ils sont présents par-  
tout en quantité importante parfois (roches de profondeur ou roche de surface). On les  
retrouve dans les cristallins des fentes où une partie des fluides reste piégée dans les in-  
clusions fluides.

L'étude de ces inclusions devrait nous renseigner :  
- sur la composition chimique (p. 1) locale  
- sur les conditions de cristallisation (p. 2) locale  
- sur les déplacements éventuels entre vitesses de cristallisation et circulation  
du fluide.

Avant d'aborder ces études, nous allons nous intéresser, dans le chapitre sui-  
vant, aux phénomènes de recristallisation dans une fente.

Il est intéressant de noter que la recristallisation est un processus qui se produit dans les roches cristallines et qui est lié à la circulation des fluides.

4. Au début de la cristallisation, un processus lent (à l'échelle du temps géologique) peut  
aussi provoquer un apport de matière vers une fente (fig. 5) et la cristallisation peut  
être favorisée en fournissant un apport de matière. Il est intéressant de noter que la cristallisation  
peut être favorisée en fournissant un apport de matière (fig. 5).



Figure 5. Remplissage d'une fente par apport de matière.

ce système peut évoluer sur quelques centimètres, voire quelques décimètres, et  
sur la longueur de la fente.

## CHAPITRE II

### ETUDE DES FORMES DE CROISSANCE

#### A. NUCLÉATION ET CROISSANCE

#### B. REMPLISSAGE DES FENTES SYNTÉCTONIQUES

"L'oeil suit les chemins qui lui ont été  
ménagés dans l'oeuvre."

Paul Klee



## II - ETUDE DES FORMES DE CROISSANCE DES CRISTAUX QUI SE DEVELOPPENT SYNTÉCTONIQUEMENT DANS DES ROCHES DÉFORMÉES

Au chapitre précédent, nous avons vu quelques relations entre fluides et déformations des roches. Au cours de ces déformations, des fractures et des fissures orientées peuvent être créées par fracturation probablement hydraulique.

Dans ces fissures, les solutions dérivant des roches encaissantes (transportées soit par infiltration, soit par diffusion) peuvent cristalliser. La formation des cristaux peut se schématiser par deux étapes : la nucléation qui correspond à la formation des germes et la croissance qui débute lorsque du matériau se dépose sur les germes (Vernon, 1976; Fyfe et al., 1978).

Pour Durney et Ramsay (1973), beaucoup de veines se remplissent au fur et à mesure de l'ouverture de la fissure. Les cristaux conservés dans ces veines montrent généralement des formes de fibres "étirées" ou d'aiguilles. On peut analyser la géométrie terminale des fissures en la discrétisant en une somme d'incréments, correspondant chacun à une croissance rectiligne se faisant dans la direction d'extension maximum ; on peut ainsi remonter au chemin de la déformation (M. Casey et al., 1981 ; A. Etchecopar, en préparation ).



## A - NUCLEATION ET CROISSANCE

### a - Nucléation

Le fluide dissout (ou transporte) une certaine quantité d'éléments en solution. Si les conditions thermodynamiques changent (baisse de pression et/ou de température), le fluide pourra se trouver dans un nouveau domaine P,T correspondant à des conditions de sursaturation. Lorsque le degré de sursaturation est atteint, il y a précipitation (création de petits germes ou nuclei) donc apparition d'une nouvelle phase stable : c'est le phénomène de nucléation.

### b - Croissance

Si les nuclei ont atteint et dépassé la taille critique (au-delà de laquelle ils n'ont plus tendance à se redissoudre dans la solution), ils vont grossir tant que les conditions de sursaturation du milieu dans lequel ils se trouvent existent.

Certains ions présents dans la solution, lors des échanges de surface peuvent augmenter l'adsorption et catalyser la croissance (une solution de Na Cl favorise la transformation calcite → aragonite dans l'eau pure (Fyfe et Bischoff, 1965)) alors que d'autres peuvent bloquer les échanges de nuclei et inhiber la croissance (une solution de KOH ou Na OH bloque la réaction précédente dans les mêmes conditions).

La vitesse d'apport des éléments est un facteur qui conditionne également la croissance. Si le fluide provient du passage du solide en solution, la vitesse d'apport dépendra :

- de la vitesse du passage solide → solution (vitesse de dissolution généralement plus rapide que les autres facteurs évoqués ci-dessous),
- du gradient de potentiel chimique si le transport a lieu par diffusion (loi de Fick, voir chapitre précédent),
- ou du gradient de charge si le transport s'effectue par infiltration (loi de Darcy).

## B - REMPLISSAGE DES FENTES SYNTÉCTONIQUES

Une fois la formation des germes réalisée, si l'apport de solutions dérivées de la roche mère se fait de façon constante, avec la sursaturation appropriée, les fentes se remplissent de cristaux, en règle générale des fibres en cas de croissance syntectonique.

Les modes de croissance seront différents suivant que l'on envisage :

- (i) la cristallogenèse pendant une période de non déformation,
- (ii) ou la cristallogenèse pendant une période de déformation
  - dans une déformation coaxiale
  - dans une déformation non coaxiale.

Si le milieu se déforme, on peut distinguer plusieurs modalités de croissance de ces fibres : du centre vers les épontes de la fente, des épontes vers le centre, puis un mélange des deux...

Ainsi, selon Durney et Ramsay (1973), on peut parler de croissance centripète ou "syntaxial growth", centrifuge ou "antitaxial growth", composite, de cristaux étirés.

### I - CROISSANCE SANS DEFORMATION DU MILIEU

Dans une fente préalablement ouverte, où l'apport de solution comble le vide existant, les cristaux vont pousser dans la cavité, en ayant comme point de départ les murs de cette fente (les grains constituant les bords de la fente feront office de germe pour les cristaux qui précipitent).

Formés dans ces conditions, les cristaux auront la forme de prismes parallèles ou rayonnants depuis leur point d'attache et seront perpendiculaires à la surface de croissance : dans ce cas, la croissance est centripète (des bords vers le centre).



Ce type de croissance sans déformation du milieu est analogue à celui d'une croissance synthétique hydrothermale.

Les directions indiquées par les cristaux sont totalement indépendantes, dans ce cas précis, des déplacements et ne donnent pas de renseignements sur le mode de déformation qui existait avant la cristallisation.

Au contraire, si le milieu se déforme simultanément à la cristallisation, les cristaux pourront être un reflet de cette déformation. L'habitus des cristaux sera différent selon que la déformation sera coaxiale ou non coaxiale.

## II - CROISSANCE PENDANT LA DEFORMATION : OUVERTURE D'UNE FENTE

### 1. Ouverture dans une déformation coaxiale

#### a. Croissance centripète ("syntaxial growth")

Pour Durney et Ramsay (1973), dans ce type de croissance, le remplissage de la fente est constitué d'espèces rencontrées aux murs de la roche (exemple : cristallisation de quartz dans une quartzite ou formation de calcite dans un calcaire) si les conditions Pression et Température et si l'espèce en solution le permettent.

A petite échelle, les cristaux suivent les irrégularités des murs de la fente et ils croissent généralement perpendiculaires aux murs de la veine. La croissance prend naissance à partir d'un cristal existant au toit ou au mur de la fissure et se poursuit en continuité optique avec celui-ci (fig. 10.1A) d'une des épontes de la veine vers le centre, de part et d'autre symétriquement. Au centre de la veine, une surface irrégulière marque la zone de rencontre entre les cristaux venant des parois opposées : la suture médiane.

#### b. Croissance centrifuge ("antitaxial growth")

1. Les espèces cristallines qui constituent le remplissage sont peu abondantes, voire absentes des murs de la fente. Au travers de la veine, les fibres cristalli-

nes sont en continuité optique de part et d'autre d'une ligne de suture médiane. Dans la croissance centrifuge, elle est soulignée par une ligne d'inclusions solides de la matrice (fig. 10.2A).

La croissance se fait contre les murs et au fur et à mesure de l'ouverture, des fragments du mur peuvent être inclus dans la veine par les fibres en cours de croissance.

### 2. Ouverture par microfissurations successives aux épontes ("crack seal")

Ces particularités géométriques ont été décrites plus en détail par Ramsay en 1980 sous le terme "crack seal".

L'originalité de cette veine formée de manière centrifuge (les cristaux poussent depuis une zone approximativement centrale en direction des murs) demeure dans la présence de lignes, régulièrement orientées, d'inclusions solides. Ces "bandes d'inclusions" sont parallèles au contact cristaux-mur de la fente (fig. 8).

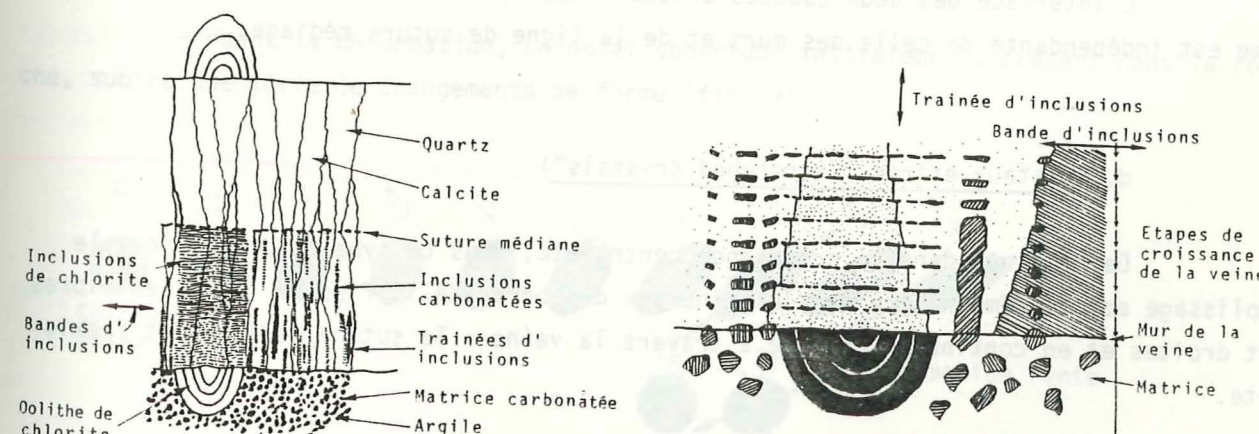


Figure 8. Diagrammes schématiques montrant le remplissage quartzo-calcaire d'une veine tectonique provenant du massif de l'Aar (Suisse Centrale), d'après Ramsay (1980).



De fortes présomptions nous permettent de penser, par la présence d'inclusions fluides, qu'une phase fluide est présente au cours de la fracturation ; on sait d'autre part que la fracturation en tension peut apparaître lorsque la pression fluide égale la résistance de la roche. Des microfractures se forment et se remplissent ensuite de matériel cristallin dérivant de la matrice rocheuse (par pression dissolution) et transporté par l'intermédiaire des fluides.

### c. Croissance composite

Ce type de croissance est une combinaison des deux précédentes : centripète et centrifuge. Dans ce cas, deux ou plusieurs espèces cristallines constituent le remplissage de la veine, disposées en zones parallèles aux murs.

Si on choisit un échantillon à deux espèces cristallines, le composant de même nature que la roche encaissante se situera le long des parois en continuité optique avec les cristaux du mur (croissance centripète), tandis que l'autre constituant (absent des épontes de la veine) se trouvera au centre de la veine avec un type de croissance centrifuge (fig. 10.3A).

L'interface des deux espèces cristallines est souvent en dents de scie et sa forme est indépendante de celle des murs et de la ligne de suture médiane.

### d. Cristaux étirés ("stretched crystals")

De même que dans la croissance centripète, dans ce type de croissance, le remplissage est de même nature que les minéraux des bords de la fissure. Ici, les fibres sont droites et en continuité optique à travers la veine : la suture médiane est inexistante.

Au fur et à mesure de la dilatation de la veine, par microfissurations répétées, les cristaux individuels sont étirés et les microfractures opérées dans les cristaux (ouvertes de quelques  $\mu\text{m}$ ) cicatrisées par surcroissance : ces plans sont matérialisés par la présence d'innombrables petites inclusions fluides généralement alignées sub-parallèlement aux murs de la veine (fig. 10.4A).

## 2. Ouverture dans une déformation non coaxiale

### a. Rappel sur la déformation finie

Si déformation et croissance se combinent, un changement des caractéristiques géométriques peut intervenir. Ces modifications n'ont pas lieu de manière désordonnée.

On pourra déterminer les caractéristiques de la déformation en utilisant l'exemple d'une sphère : une sphère initiale de rayon unité, se transformera en un ellipsoïde (ellipsoïde de déformation finie) ; la forme de l'ellipsoïde, le rapport des axes (X : direction d'allongement, Y : direction intermédiaire et Z : direction de raccourcissement) leur position par rapport à la géométrie des structures environnantes formeront les caractères qui permettront de définir une déformation. Cette ellipsoïde que l'on peut estimer par l'étude de fossiles, de galets, etc... ne permet de décrire que l'état final de la déformation ; il ne permet pas d'en connaître les étapes successives.

### b. Déformation incrémentale

Pendant la déformation, un objet sphérique initialement, présent dans la roche, subira une série de changements de forme (fig. 9).

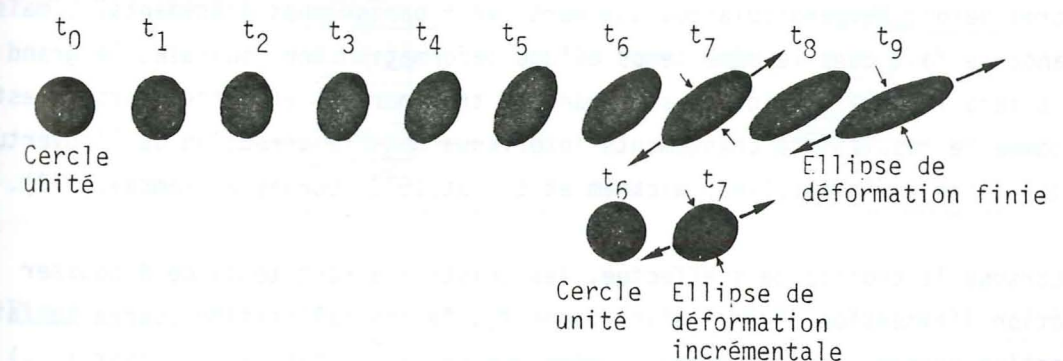


Figure 9. Une séquence de déformation progressive en deux dimensions. La forme de l'ellipsoïde de déformation à différentes étapes indique la déformation totale à des périodes successives au cours de la déformation (Durney et Ramsay, 1973).



La figure ci-dessus illustre une séquence de déformation progressive à deux dimensions. Une série d'ellipses montre l'évolution de la déformation aux différents intervalles  $t_1, t_2, t_3 \dots t_9$ . En fin de déformation  $t_9$ , la forme de l'ellipsoïde représente une addition de toutes les autres étapes. La nature de l'évolution peut être mieux visualisée, si on détermine la quantité de distorsion qu'il faut ajouter nécessairement pour transformer n'importe laquelle des ellipses de la série en la suivante.

Cette distorsion supplémentaire peut être mieux pressentie si on considère les changements de forme qui pourraient affecter un nouveau cercle unité placé dans le matériau à une étape particulière durant la déformation. Ce cercle (étape  $t_6$ ) sera transformé en une ellipse (étape  $t_7$ ) appelée ellipsoïde de déformation incrémentale. Comme les séquences de déformation naturelle sont presque toujours rotationnelles, les axes principaux de chaque déformation incrémentale ne coïncident généralement pas entre eux et ne sont pas coaxiaux avec ceux de l'ellipse de la déformation finie totale au moment de la superposition avec la déformation incrémentale.

Quelques modifications incrémentales sont préservées dans les formes et les orientations de fractures qui se sont développées au cours de la déformation. Mais seules les cristallisations syncinématiques dans les fentes ou dans les zones abritées permettent d'étudier la déformation progressive.

Les observations effectuées sur les cristaux qui poussent dans les fentes à ouverture progressive, indiquent que la disposition des fibres est contrôlée par les dilatations incrémentales de la veine. Si la déformation est coaxiale à la cristallisation, les fibres seront perpendiculaires aux murs (voir paragraphes précédents) ; mais si la croissance se fait dans le même temps qu'une déformation non coaxiale, le grand axe des fibres sera incurvé (quelquefois de manière très marqué) et cette courbure est interprétée comme le résultat de changements intervenus dans la direction de l'ouverture progressive de la fente (Ramsay, 1967; Wickham et Elliot, 1970; Durney et Ramsay, 1973).

Lorsque la croissance s'effectue, les cristaux auront tendance à pousser dans la direction d'extension. A un instant donné  $t_i$ , la cristallisation pourra se faire dans une direction donnée (pas forcément la même que celle existant à l'instant  $t_{i-1}$ ) contrôlée par la direction d'extension maximum dont l'orientation peut varier au cours de l'évolution de la déformation (Durney et Ramsay, 1973).

Si on reprend la nomenclature utilisée plus haut, les subdivisions resteront les mêmes : centripète, centrifuge, composite et cristaux étirés, seulement lorsque la

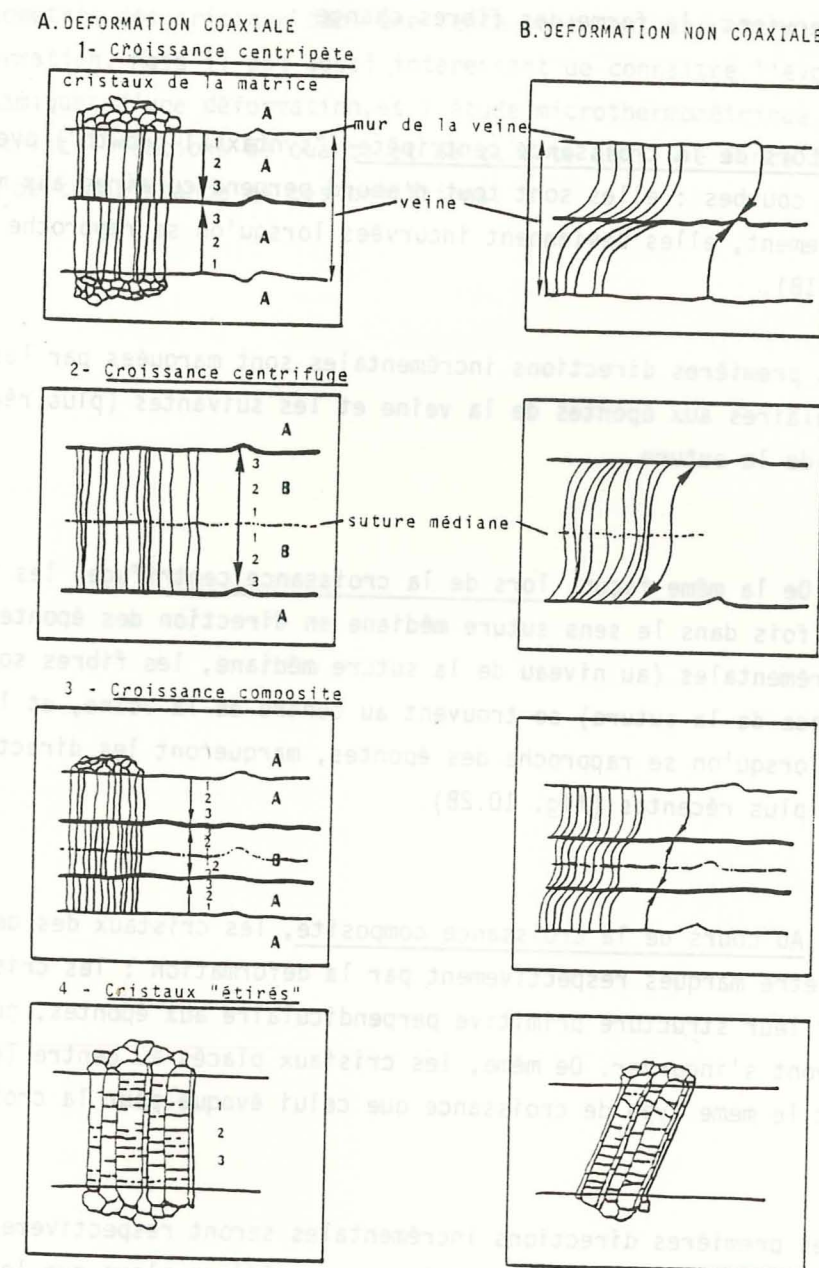


Figure 10. Diagramme synoptique montrant les différents types de remplissage de veines dans des conditions de déformation coaxiale et de déformation non coaxiale. Les différentes espèces minérales sont indiquées par les lettres A et B. Les flèches indiquent la direction de croissance des fibres et les nombres 1, 2, 3 donnent le développement séquentiel de chaque espèce minérale (d'après Durney et Ramsay, 1973).



déformation intervient, la forme des fibres change :

a. Lors de la croissance centripète ("syntaxial growth") avec déformation, les fibres sont courbes : elles sont tout d'abord perpendiculaires aux murs de la veine puis progressivement, elles deviennent incurvées lorsqu'on se rapproche de la suture médiane (fig. 10.1B).

Les premières directions incrémentales sont marquées par les portions de fibres perpendiculaires aux épontes de la veine et les suivantes (plus récentes) seront celles proches de la suture.

b. De la même façon, lors de la croissance centrifuge, les fibres seront incurvées, cette fois dans le sens suture médiane en direction des épontes. Les premières directions incrémentales (au niveau de la suture médiane, les fibres sont subperpendiculaires à la trace de la suture) se trouvent au centre de la veine, et les fibres suivantes incurvées lorsqu'on se rapproche des épontes, marqueront les directions incrémentales de plus en plus récentes (fig. 10.2B).

c. Au cours de la croissance composite, les cristaux des deux types minéralogiques vont être marqués respectivement par la déformation : les cristaux proches des épontes auront leur structure primitive perpendiculaire aux épontes, puis progressivement, les cristaux vont s'incurver. De même, les cristaux placés au centre (croissance centrifuge) subiront le même type de croissance que celui évoqué pour la croissance centrifuge (fig. 10.3B).

Les premières directions incrémentales seront respectivement situées d'une part près des épontes et d'autre part à la suture médiane alors que les dernières directions se trouveront à l'interface des deux types de cristallisation.

d. Si l'on s'intéresse maintenant aux cristaux "étirés", on ne peut utiliser ce type de croissance pour mesurer les variations infinitésimales. On ne peut pas déterminer de façon sûre l'emplacement de la fracture à chaque instant durant l'ouverture, les fibres peuvent servir seulement à la détermination du vecteur déplacement total à travers la veine (fig. 10.4B).

La géométrie des cristaux dans une fente peut nous permettre de reconstituer le chemin de déformation. Mais il est aussi intéressant de connaître l'évolution des conditions thermodynamiques d'une déformation, et l'étude microthermométrie des inclusions fluides dans les cristallisations de quartz et de calcite dans une fente tectonique peut être un bon moyen de connaissance de ces conditions.



III - TECHNIQUES UTILISEES

### CHAPITRE III

## TECHNIQUES UTILISEES

#### A. CATHODOLUMINESCENCE

#### B. CHRONOLOGIE DES DIFFÉRENTES INCLUSIONS

#### C. MICROTHERMOMÉTRIE

"Pour voir le monde dans un grain de sable  
et le paradis dans une fleur sauvage, saisis  
l'infini dans la paume de ta main et l'éternité  
dans l'heure qui passe."

William Blake



### III - TECHNIQUES UTILISEES

Si l'on veut suivre les variations du couple  $P_f, T_f$  au cours de la déformation, en s'aidant des cristaux syncinématiques, il faut pouvoir :

- (i) - déterminer l'âge relatif des cristaux concernés,
- (ii) - établir la chronologie des différentes inclusions fluides à l'intérieur de chaque cristal et d'un cristal à l'autre,
- (iii) - déterminer dans chaque génération d'inclusions fluides la densité (relation  $P, T$ ) du fluide piégé.

#### A - MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTES GENERATIONS DE CRISTAUX PAR CATHODOLUMINESCENCE

Ainsi que nous l'avons vu au Chapitre II, l'analyse géométrique de l'agencement relatif des cristaux et de leurs relations avec l'encaissant permet d'établir, dans un certain nombre de cas simples, la chronologie de la cristallogénèse.

Il est cependant fréquent que les cristaux d'âge différent soient imbriqués les uns dans les autres de manière trop complexe pour que leur âge relatif puisse être déterminé sur ces seuls critères géométriques. On peut alors essayer de caler les différents cristaux les uns par rapport aux autres, en faisant appel à d'autres critères, par exemple chimiques : il est en effet très probable que la composition chimique de la solution minéralisante ne reste pas rigoureusement identique à elle-même, pendant toute la durée de la cristalloblastèse. Ceci peut se traduire par de légères différences de chimisme entre les générations successives d'un même minéral. Mais on peut espérer que tou-



tes les portions de cristaux d'une même espèce minérale, formées au même instant, dans une fente donnée, seront chimiquement identiques.

Nous avons tenté de mettre en évidence ces éventuelles différences par cathodoluminescence, une technique qui permet de visualiser aisément des différences de chimisme même très faibles (au niveau de traces).

## I - PRINCIPE DE LA CATHODOLUMINESCENCE

Les variations de luminescence permettent de traduire macroscopiquement des modifications de chimisme, qui se manifestent à l'échelle de certains atomes contenus dans le réseau cristallin.

Le phénomène de luminescence se décompose en deux phases :

- l'excitation du système électronique du minéral,
- sa désexcitation au cours de laquelle l'émission lumineuse se produit.

En général, la luminescence des corps cristallins (non conducteurs ou isolants) est due à la présence de centres luminogènes ou activateurs, qui peuvent être des imperfections chimiques (impuretés introduites dans le cristal) ou physiques (défauts du réseau cristallin).

Les mécanismes de la luminescence peuvent être schématisés par un "diagramme de niveaux" appelé "schéma de bandes" ; les niveaux d'énergie possibles pour un électron, dans un cristal supposé parfait se répartissent en "bandes d'énergie" (fig. 11).

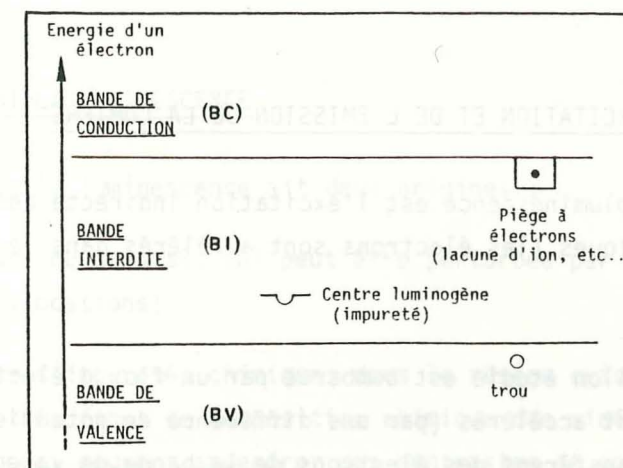


Figure 11. Modèle des "bandes d'énergie" pour les cristaux non conducteurs (Barde, 1979).

- La bande de valence correspond à l'état saturé du solide au zéro absolu. Si on augmente la température, ou si l'on soumet le solide à une excitation, la bande de valence (BV) peut perdre des électrons laissant apparaître des "trous".

- La bande de conduction, elle, est vide. Par apport d'énergie, les électrons peuvent cependant passer de la bande de valence à la bande de conduction.

- La bande interdite (BI) sépare les deux précédentes. Dans le cas de solides conducteurs, elle est très peu épaisse, voire inexistante (1/100 à 1/10 eV)<sup>(1)</sup>. Dans le cas de solides non conducteurs (exemple : calcite), cette bande est large (plusieurs eV).

Cette bande est créée par la présence d'imperfections dans le cristal. Dans la bande interdite, des lacunes d'atomes (pièges à électrons  $\blacksquare$ , fig. 11) et des impuretés chimiques (centres luminogènes  $\text{—}$ , fig. 11, si on a émission lumineuse ou "centre poison" s'il n'y a pas d'émission) offrent des niveaux métastables dans lesquels des électrons peuvent rester capturés :

- a. soit qu'ils ont été chassés de la bande de valence (BV),
- b. soit qu'ils retournent à un état stable.

(1) 1 eV =  $1,6 \cdot 10^{-19}$  J. 1 photon rouge = 1,6 eV. 1 photon violet = 3,5 eV.



## II - PROCESSUS DE L'EXCITATION ET DE L'EMISSION DE LA LUMIERE

La cathodoluminescence est l'excitation indirecte des centres luminogènes par des rayons cathodiques (les électrons sont accélérés dans le vide et sous forte énergie).

L'échantillon étudié est bombardé par un flux d'électrons de grande énergie. Les électrons fortement accélérés (par une différence de potentiel de l'ordre de 15000 volts) ionisent et transfèrent des électrons de la bande de valence vers les centres de recombinaison radiative, c'est à dire avec luminescence, par l'un des processus 1 ou 2 de la figure 12 .

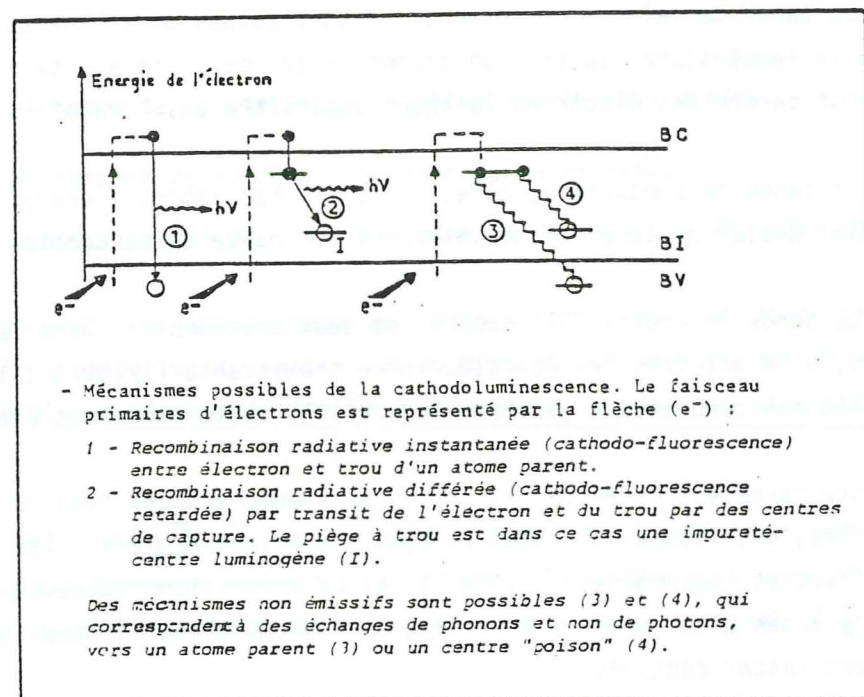


Figure 12. Mécanismes possibles de la cathodoluminescence (Nguyen, 1978).

Dans la plupart des cas, un centre excité dans un cristal retourne à l'état fondamental en émettant un photon d'énergie  $h\nu$ .

L'émission lumineuse se produira lors du retour à l'état fondamental.

## III - FACTEURS COMMANDANT LA LUMINESCENCE

Il semble que la luminescence ait deux origines :

- la structure du cristal, qui peut être perturbée par des défauts ponctuels (lacunes) ou étendus (dislocations).

- la présence d'impuretés chimiques dans le réseau cristallin : on s'aperçoit que des variations même très fines de composition chimique des minéraux, échappant à l'observation au microscope, peuvent engendrer des contrastes de couleurs importants. Par exemple, le quartz apparaît normalement avec une couleur bleue (activé par l'ion  $Mn^{2+}$ ) alors que la calcite activée par le même ion donne une couleur rouge orangée.

## IV - APPAREILLAGE UTILISE

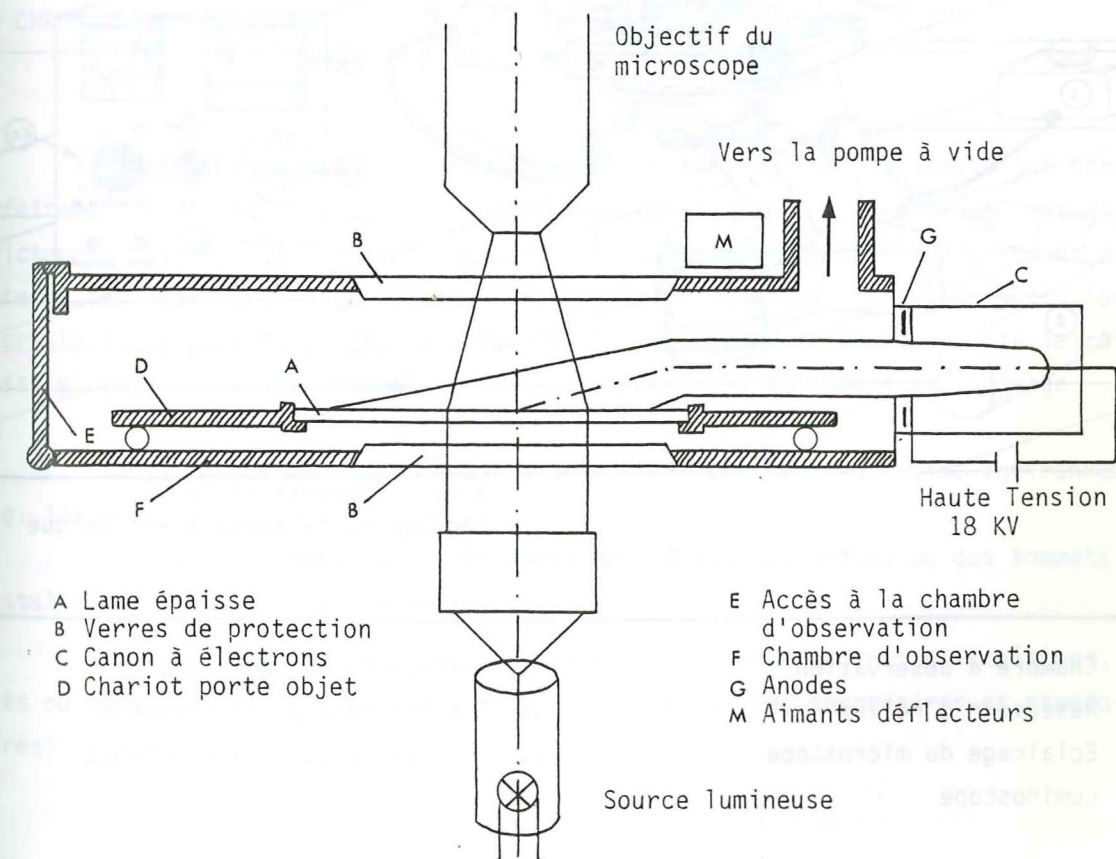
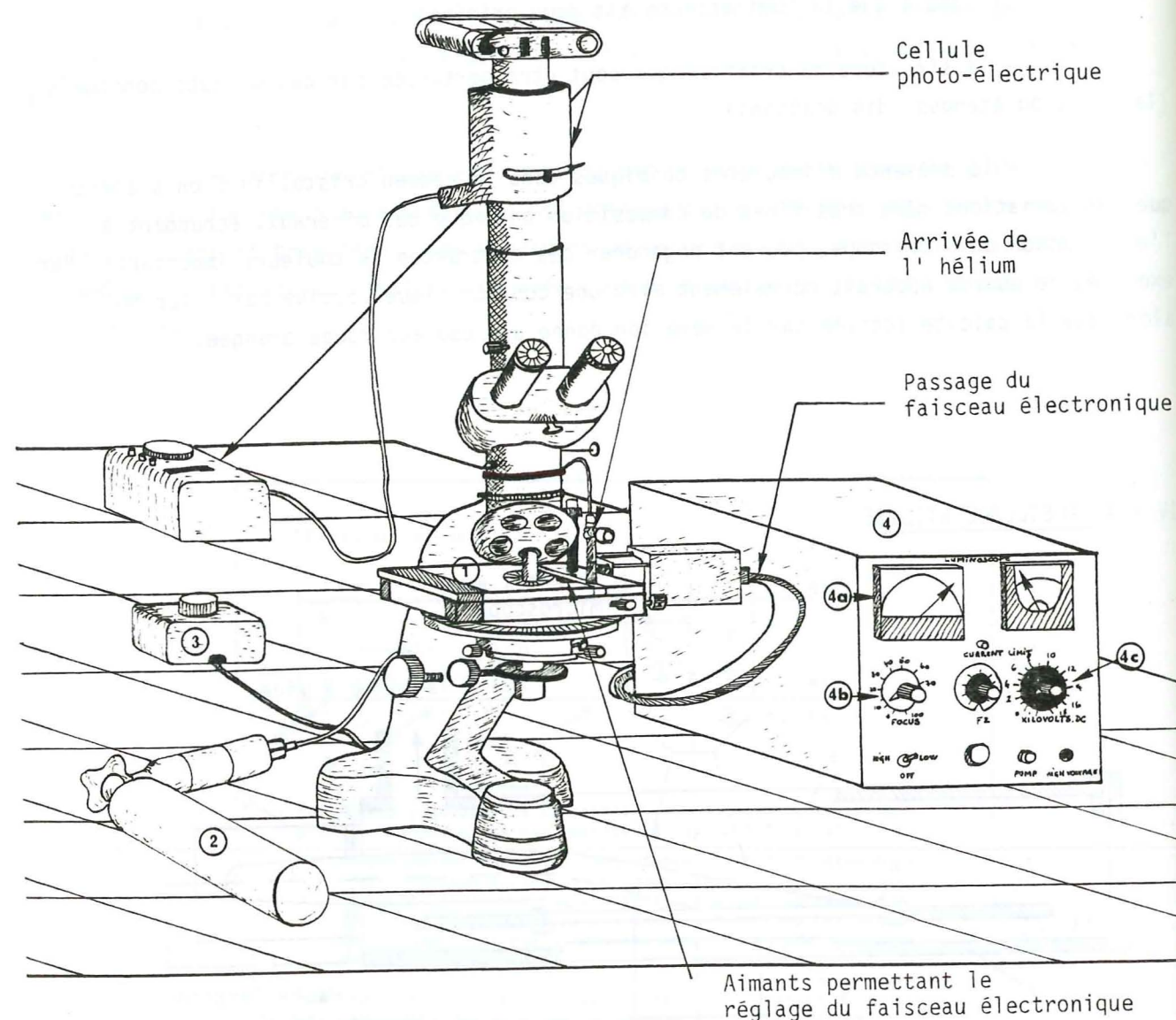


Figure 13. Schéma de la chambre d'observation du luminoscope (type ELM-2B), d'après Nickel (1978).





- 1 Chambre d'observation
- 2 Réservoir d'hélium
- 3 Eclairage du microscope
- 4 Luminoscope

- 4a Réglage de la pompe à vide
- 4b Focalisation du rayonnement
- 4c Réglage du canon à électrons

Figure 14. Appareillage utilisé en cathodoluminescence.

Les mesures ont été effectuées sur le luminoscope ELM 2B (Nuclide Corporation) du centre de recherche MICOULAU de la SNEA(P) à Pau.

Il se décompose en trois parties (fig. 14) :

- une chambre d'observation (fig. 13) : dans l'axe de laquelle est placé un canon électronique (à cathode froide afin d'éviter toute interférence éventuelle entre la thermoluminescence due au chauffage du filament et la cathodoluminescence proprement dite),
- une source haute tension (alimentation maximum du canon à électrons 18 keV),
- une pompe à vide pour réaliser le vide dans la chambre d'observation (vide de  $10^{-4}$  millitorrs), où est placé l'échantillon à étudier.

#### B - CHRONOLOGIE DES DIFFÉRENTES INCLUSIONS FLUIDES DANS UN MEME CRISTAL

Le réseau cristallin, au cours de son édification n'a jamais une structure parfaitement homogène. Les couches successives constituant le cristal ne restent jamais strictement planes : il y a accolement de petits "germes" de taille légèrement différente et ces "germes", en se fixant, laissent des vides. Les fluides présents lors de la cristallogénèse sont piégés dans ces cavités et jouent en quelque sorte le rôle de "fossile" des conditions thermodynamiques qui régnaient au moment du piégeage.

Les inclusions se sont donc formées par piégeage du fluide environnant (fig. 15) :

- soit au cours de l'avancement des faces, des arêtes ou des sommets du cristal (inclusions fluides primaires),
- soit lors de la cicatrisation des microfissures intracristallines, formées après ou même pendant la croissance du cristal (inclusions secondaires et pseudo-secondaires).



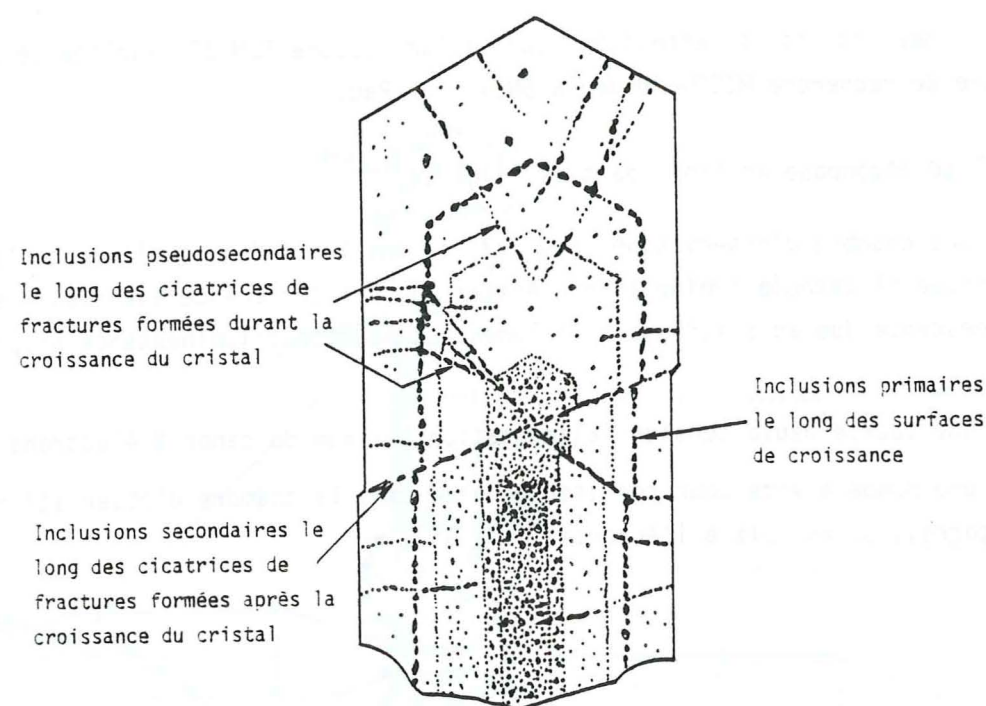


Figure 15. Section schématique d'un cristal montrant des inclusions primaires disposées parallèlement aux plans de croissance et des inclusions secondaires et pseudosecondaires le long de fractures cicatrisées de différentes générations (Eadington et Wilkins, 1980 ; d'après Smith, 1963).

On a longtemps admis pour distinguer les inclusions fluides (distinction des inclusions fluides primaires et des inclusions fluides secondaires) des critères géométriques ou morphologiques (Roedder, 1976).

Mais, en réalité, on reste souvent indécis :

- dans les cristaux naturels, où il y a souvent désaccord entre les densités obtenues et les conditions de pression et de température attendues. Cette classification des inclusions fluides apparaît souvent comme trop schématique, une partie des inclusions dites primaires, étant en réalité des inclusions fluides, dont la densité, sinon l'emplacement ou la morphologie a été modifiée postérieurement au piégeage (Konnerup-Madsen, 1979 ; Kreulen, 1980 ; Swanenberg, 1980 ; Bodnar et Beane, 1980 ; Sabouraud et al., 1980, 1981).

- expérimentalement, on peut aussi mettre en évidence des rééquilibres aboutissant à des confusions primaires-secondaires.

a. On sait que pour des valeurs de Pression interne de 85 MPa à 150 MPa (cf. § C.1.b : on chauffe l'inclusion au-dessus de la température d'homogénéisation  $T_h$  en maintenant une pression de confinement ( $P_c$ ) autour du cristal, inférieure ou égale à la pression correspondant à l'isochore du fluide de l'inclusion ( $P_i$  = pression interne dans l'inclusion)), le quartz casse par rupture fragile (J. Leroy, 1979). Ce phénomène, la décrépitation des inclusions, peut aboutir à des modifications de forme de l'inclusion aisément identifiables, avec des microfissures issues de l'inclusion décrépitée. Cependant, à plus haute température et à plus haute pression de confinement, ces fissures peuvent être totalement recristallisées.

L'inclusion initiale peut garder alors son aspect originel, tandis que de nouvelles inclusions dont l'aspect peut être celui d'inclusions "primaires" sont nées lors du colmatage des microfractures. La nouvelle pression interne  $P_i$  vaut alors  $P_c$  (A. Pêcher, 1981). Des figures géométriques similaires ont été observées dans les cristaux naturels (Bilal, 1976 ; Bilal et Touret, 1976).

b. Toujours dans le cas où  $P_i$  (pression interne dans l'inclusion)  $> P_c$  (pression de confinement) (mais avec  $P_c - P_i < T_0$  (résistance de l'inclusion) c'est-à-dire rupture fragile), il existe des rééquilibres "lents" qui conduisent à des changements plus ou moins forts de densité par un processus de transfert de matière.

En chauffant des inclusions, contenues dans un cristal de quartz synthétique, à une température constante (300°C) à pression ambiante (c'est-à-dire  $P_c - P_i = 70$  MPa) (J.P. Gratier, 1980), il a été observé un changement de forme des inclusions (fig. 16). Au bout de 80 jours, les inclusions fluides initialement elliptiques étaient devenues beaucoup plus trapues, et leur densité avait subi une baisse de l'ordre de quelques pour cent. Leroy, en 1979, a observé ces mêmes variations.

Ainsi une inclusion peut changer relativement vite de forme et acquérir avec le temps une configuration simple et mimétique, du type de celles qu'ont souvent les inclusions primaires (la distinction primaire-secondaire devenant alors obsolète).

Aussi, au cours de cette étude, les critères de classification utilisés ne feront pas référence au caractère "primaire" (inclusions fluides formées lors de la croissance du minéral hôte et non modifié ultérieurement) ou "secondaire" (inclusion primaire modifiée ou inclusion fluide formée après la croissance du minéral hôte) des inclusions ; en réalité, compte tenu des résultats expérimentaux ou des exemples naturels cités plus haut, il est probable que bien peu des inclusions fluides étudiées ici soient des inclusions primaires sensu stricto.



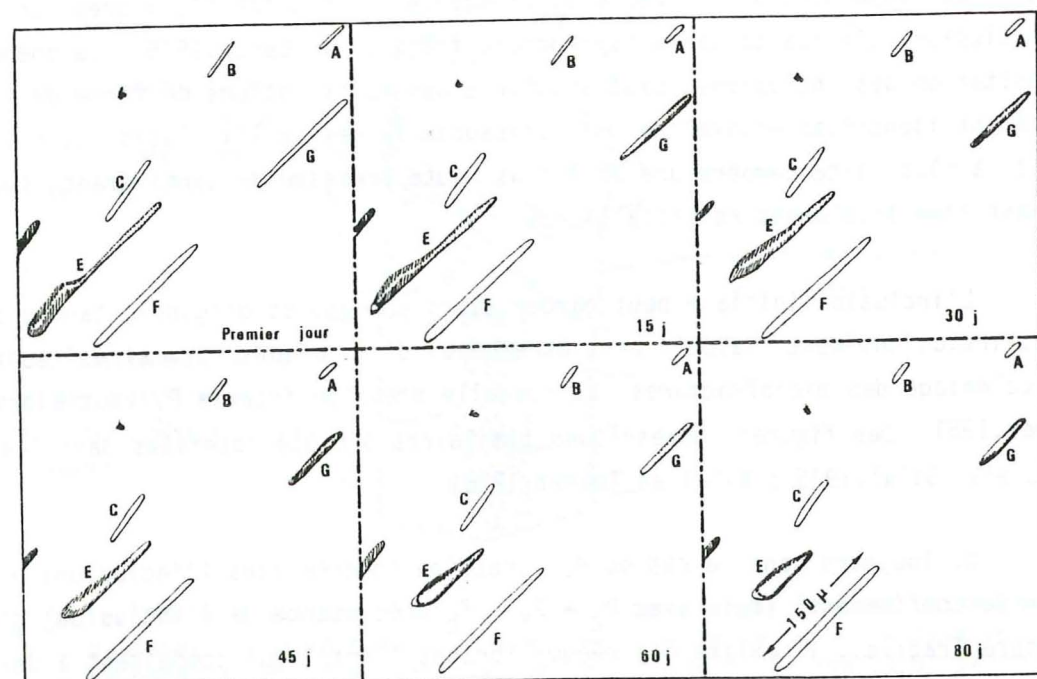


Figure 16. Observation du changement de forme des inclusions fluides du quartz synthétique par transfert de matière (80 jours d'expérimentation à une température constante de 300°C et  $P_c - P_i = 70$  MPa), d'après Gratier (1980).

### C - ESTIMATION DE LA DENSITE DES FLUIDES PIEGES : MICROTHERMOMETRIE

La microthermométrie est la mesure des températures de changements de phases qui peuvent se produire dans les inclusions au cours de variations de température : fusion du liquide préalablement solidifié, fusion des phases solides (sels), homogénéisation des mélanges gaz-liquide en une seule phase gaz ou liquide.

Les températures de fusion donnent des indications sur le chimisme du fluide piégé, tandis que les températures d'homogénéisation permettent d'estimer sa densité, une fois le chimisme connu.

## I - DETERMINATION DE LA COMPOSITION ET DE LA DENSITE DU FLUIDE

### a. Salinité - Température de fusion

Les fluides qui existent dans les inclusions sont le plus souvent (en particulier dans les inclusions étudiées ici) des solutions aqueuses. Pour déterminer la salinité de ces solutions, la méthode consiste à refroidir fortement les inclusions jusqu'au gel de la solution (la solution aqueuse gèle à des températures souvent largement inférieures à sa température de fusion) et mesurer la température de fusion lors du réchauffement lent de l'inclusion. La température de fusion retenue sera, dans les cas simples étudiés ici (pas de fusion incongrue de plusieurs sels), la température de fusion du dernier cristal en équilibre avec la solution.

Cette température sera notée  $T_f$  ; elle est fonction de la teneur en sels dissous.

### b. Densité - Température d'homogénéisation

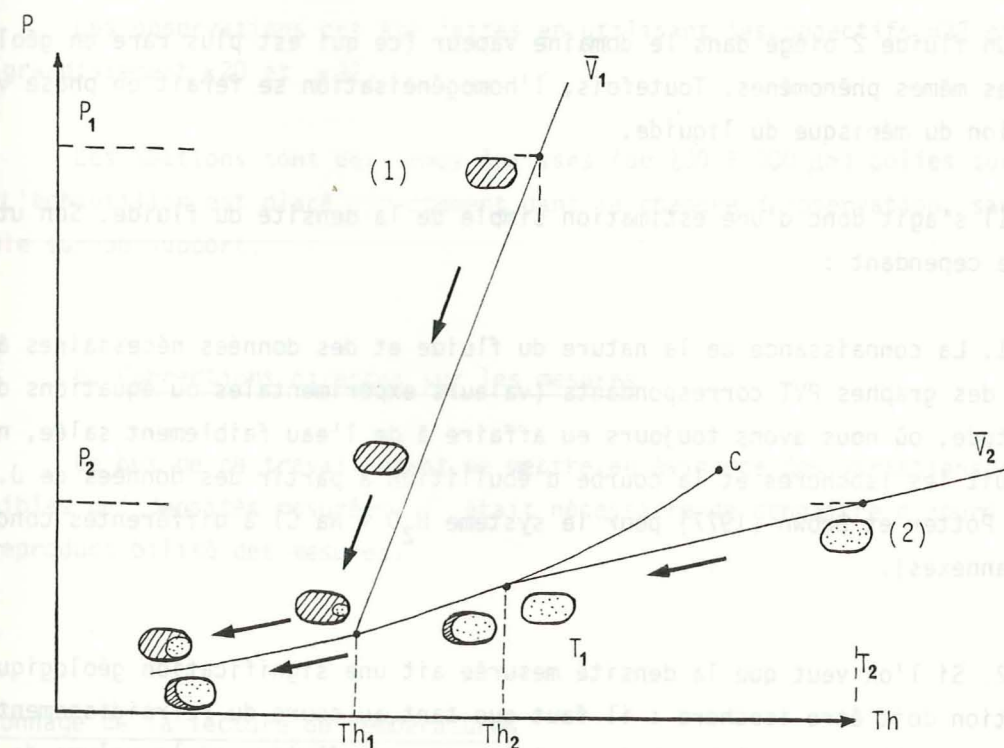


Figure 17. Evolution isochore d'une inclusion.



La température d'homogénéisation (vapeur + liquide  $\rightarrow$  vapeur ou liquide) permet de déterminer aisément, dans le cas d'un système chimique simple (par exemple : le mélange  $H_2O + NaCl$ ), la densité du liquide piégé dans l'inclusion, en faisant appel à la notion d'évolution isochore du fluide (fig. 17).

Considérons une section à volume constant du système PVT.

Soit une inclusion formée dans les conditions  $P_1, T_1$  ; le fluide piégé (par exemple  $H_2O$ ) est un liquide (on est dans le domaine bivariant une phase liquide) de densité  $d_1$  (ou de masse volumique spécifique  $\bar{V}_1$ ). Si  $d_1$  reste constant, le système se refroidit en suivant la courbe d'égal volume spécifique  $\bar{V}_1$  (en général proche d'une droite et appelée ISOCHORE), jusqu'à ce qu'on atteigne la courbe d'ébullition à  $T_{h1}$  (courbe univariante de coexistence des deux phases liquide et vapeur) ; à ce moment, une deuxième phase apparaît sous forme d'une bulle de vapeur dans le liquide, bulle dont la taille s'accroît lorsque le refroidissement se poursuit.

Lorsqu'on réchauffe l'échantillon en laboratoire, le même trajet est suivi en sens inverse : la température d'homogénéisation  $T_h$  (à laquelle la bulle disparaît) détermine l'isochore, c'est-à-dire le lieu des points des coordonnées P-T possibles pour le piégeage.

Un fluide 2 piégé dans le domaine vapeur (ce qui est plus rare en géologie) montrerait les mêmes phénomènes. Toutefois, l'homogénéisation se ferait en phase vapeur, par disparition du ménisque du liquide.

Il s'agit donc d'une estimation simple de la densité du fluide. Son utilisation implique cependant :

1. La connaissance de la nature du fluide et des données nécessaires à la construction des graphes PVT correspondants (valeurs expérimentales ou équations d'état). Dans cette étude, où nous avons toujours eu affaire à de l'eau faiblement salée, nous avons construit les isochores et la courbe d'ébullition à partir des données de J.L. Haas (1976) et de Potter et Brown (1977) pour le système  $H_2O + NaCl$  à différentes concentrations (voir annexes).

2. Si l'on veut que la densité mesurée ait une signification géologique simple, l'évolution doit être isochore : il faut que tant au cours du refroidissement géologique que du réchauffement en laboratoire, ni la masse du fluide, ni le volume de l'inclusion ne varient. Or, nous avons vu que la première de ces conditions était vraisemblablement non respectée. (Dans un cas de réchauffement au-dessus de  $T_h$  sans que  $P_c$  soit

égale à  $P_i$ , la surpression dans l'inclusion casse l'inclusion, lui fait changer de forme et des fuites se produisent).

## II - APPAREILLAGE ET CORRECTION DES MESURES

### a. Appareillage

L'appareillage utilisé pour cette étude est une installation de microthermométrie Chaixméca, modèle 1974 (Poty, Leroy et Jachimovicz, 1976), montée sur un microscope ortholux Pol Leitz. Elle comprend une platine (diamètre intérieur 20 mm) dont le chauffage est réalisé par une résistance électrique. Le refroidissement se fait par un courant d'air comprimé refroidi à l'azote liquide.

La température lue par affichage digital (indication au 1/10ème de degré) est mesurée par une thermosonde à résistance de platine.

Les observations ont été faites en utilisant les objectifs H32 et UMK50 de Leitz (grandissement x20 et x32).

Les sections sont des lames épaisses (de 100 à 300  $\mu m$ ) polies sur les deux faces. L'échantillon est placé directement dans la chambre d'observation, sans montage préalable sur un support.

### b. Corrections directes sur les mesures

Le but de ce travail étant de mettre en évidence des variations systématiques même faibles des densités mesurées, il était nécessaire de connaître d'abord la précision et la reproductibilité des mesures.

#### 1. Etalonnage de la lecture de températures

L'étalonnage de l'installation a été fait en utilisant les points de fusion des corps suivants :



CO <sub>2</sub>	- 56,6°C
Tétrachlorure de carbone	- 22,8°C
n Dodécane	- 9,6°C
Glace fondante	0°C
Produit Merck n° 9670	70°C
n° 9700	100°C
n° 9735	135°C
n° 9780	180°C
n° 9800	200°C
n° 9847	247°C
Nitrate de sodium (Merck PA n° 6537)	306,8°C
Bichromate de potassium (Merck PA n° 4864)	398°C

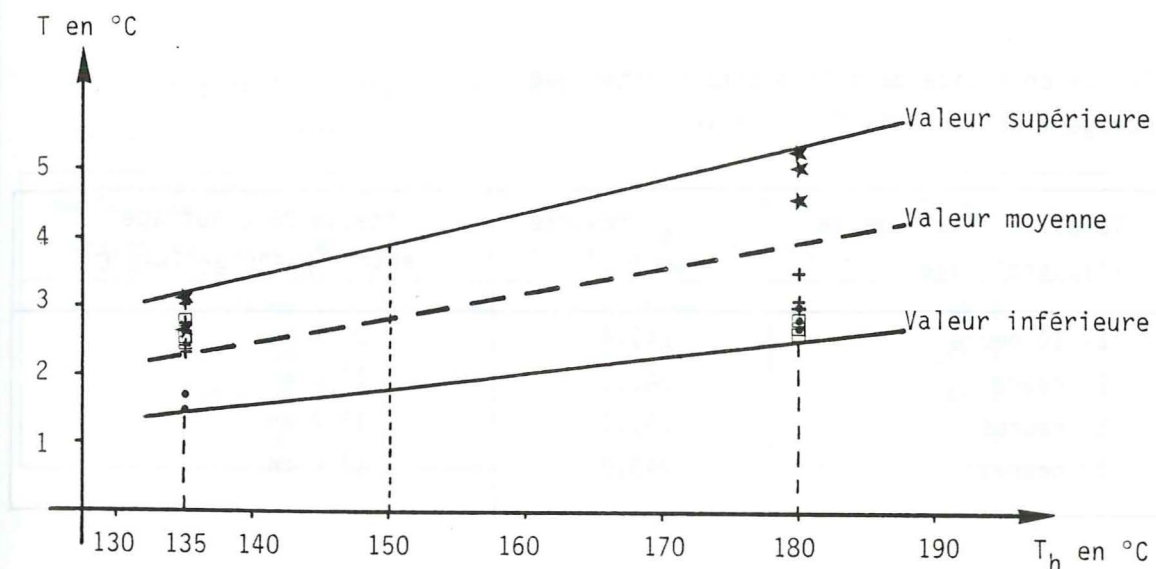
Durant ce travail, quatre étalonnages ont été effectués, à raison de un tous les six mois. Les courbes construites à partir de ces mesures sont données en annexe. Elles montrent une légère dérive (exemples dans le tableau ci-dessous). Cette dérive proviendrait de l'appareil et non pas du vieillissement des produits d'étalonnage. En effet,

Produit Merck MSP n° 9735  
Température de changement de phase : 135 °C

Dates	Correction de température $\Delta T$
Décembre 78	1,5 °C
Octobre 79	2,3 °C
Mars 80	2,7 °C
Septembre 80	3,2 °C

deux courbes d'étalonnage faites au même moment mais avec des produits différents (les uns anciens, les autres récents) ont donné les mêmes valeurs de corrections.

Pour la gamme de températures considérées dans ce travail (aux alentours de 150°C), l'étalonnage fournit des valeurs de corrections allant de 1,5°C à 3,9°C (fig. 18). Cette dérive est normale et connue : il existe un mécanisme de réglage de l'électronique constitué de résistances étalons incorporées 0°C et 400°C, qui n'a pas été utilisé au cours de ce travail.



Mesures effectuées en :

- Décembre 1978      ★ Mars 1980
- + Octobre 1979      □ Septembre 1980

Figure 18. Valeurs des corrections  $\Delta T$  fournies par les étalonnages successifs entre 135°C et 180°C.

La valeur adoptée pour la correction est la valeur moyenne (2,8°C), la température vraie étant voisine de la température corrigée à  $\pm 1,5^\circ\text{C}$  (soit  $\frac{\Delta T}{T} = \frac{1,5}{150} = 1\%$ ).

## 2. Autres erreurs. Précision et reproductibilité

### - Influence du temps de chauffage de l'électronique

Comme toute électronique, la baie des mesures nécessite un certain temps de stabilisation. Le tableau montre que la mesure de température se stabilise assez rapidement ; l'erreur éventuelle restant de toute façon inférieure aux autres erreurs.



Inclusion fluide dans le quartz synthétique  
Homogénéisation très facile à voir

Temps de chauffage de l'appareillage	$T_h$ mesurée en °C	Vitesse de chauffage entre $T_h-5^\circ\text{C}$ et $T_h+5^\circ\text{C}$
1/ 10 heure	243,4	2° / mn
1 heure	243,1	1° / mn
5 heures	243,0	1° / mn
10 heures	243,0	1° / mn

- Influence de la durée du chauffage de l'inclusion fluide

Les expériences déjà citées de Leroy en 1979 et Gratier en 1980 montrent que les  $T_h$  peuvent être modifiées si l'inclusion est chauffée pendant longtemps (plusieurs jours) au dessus de son point d'homogénéisation initial. Cet effet est cependant négligeable à l'échelle du temps de mesure (l'étude d'une section nécessite quelques heures seulement), surtout lorsqu'on a affaire à des familles assez homogènes d'inclusions-le cas ici- pour lesquelles la mesure de  $T_h$  sur l'une d'entre elles n'implique jamais de forte surpression  $P_i$ , dans les autres.

- Influence de la distance inclusion fluide - sonde

Les différentes inclusions sont situées à des distances variables du point de mesure : la sonde (Poty, Leroy et Jachimovicz, 1976).

Après avoir placé une inclusion fluide (dans un quartz synthétique) à des hauteurs successives par rapport à la sonde, on a mesuré les  $T_h$  se rapportant aux différentes hauteurs (tableau ci-après).

Inclusion dans le quartz synthétique. Dimension :  $71\mu$   
Homogénéisation très facile à voir

Hauteur de l'inclusion par rapport à la sonde	Vitesse de chauffage entre $T_h-5^\circ\text{C}$ et $T_h+5^\circ\text{C}$	$T_h$ mesurée en °C
0,100 mm	1°/mn	243,3
0,300 mm	1°/mn	244,4
0,500 mm	1°/mn	246,4
0,700 mm	1°/mn	247,3

Par ailleurs, les inclusions étudiées ont toujours été placées près du centre de la platine pour éviter l'influence des variations horizontales de distance sonde - inclusion : la figure 19 donne les différentes valeurs obtenues pour  $T = 380^\circ\text{C}$

(Poty, Leroy et Jachimovicz, 1976).

On observe à cette température des différences pouvant atteindre près de  $1,5^\circ\text{C}$ . Dans la gamme de températures concernées par ce travail (autour de  $150^\circ\text{C}$ ), cette valeur est sans doute assez largement inférieure.

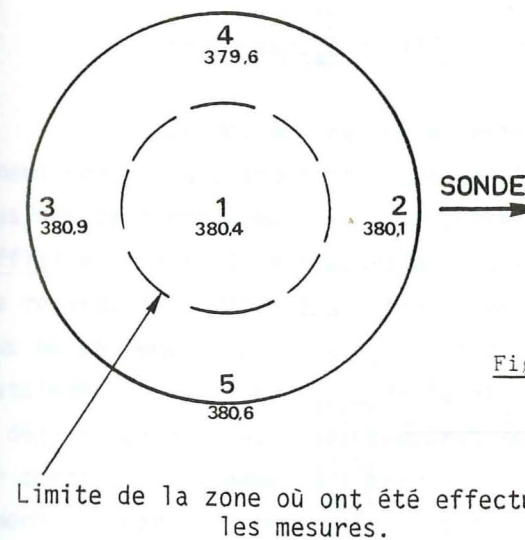


Figure 19. Distribution horizontale des températures d'homogénéisation sur la platine chauffante à  $380^\circ\text{C}$  (Poty, Leroy et Jachimovicz, 1976).

Limite de la zone où ont été effectuées les mesures.

Dans un cristal de quartz naturel, on a sélectionné une série de mesures de  $T_h$  effectuées sur des inclusions fluides particulières : "cristaux négatifs" (cf. chapitre IV). L'histogramme obtenu sans tri des inclusions est homogène (fig. 39), faiblement étalé (de 144 à  $153,5^\circ\text{C}$ ). Des classes ont été définies en fonction de la position des inclusions fluides par rapport à la sonde, et de nouveaux histogrammes établis (fig. 20).



Classe d'inclusions fluides en f(position / sonde)	Valeur maximale de $T_h$ en °C
de 0 à 31 $\mu\text{m}$	150,25
de 31 à 60 $\mu\text{m}$	150,75
de 61 à 100 $\mu\text{m}$	150,75

On voit que les nouveaux maxima obtenus ne diffèrent pas significativement les uns des autres.

Aussi, dans notre étude où la position centrale de l'inclusion lors de la mesure de  $T_h$  a été respectée, on peut considérer que l'influence de la hauteur de l'inclusion dans la section est négligeable (erreur absolue à  $150^\circ\text{C} < \pm 1^\circ\text{C} \pm 0,5^\circ\text{C}$ ).

#### Erreurs dues aux difficultés d'observation du changement de phase

Lors des mesures de microthermométrie, l'expérimentateur doit apprécier le moment précis du changement de phase. Dans les très petites inclusions ou dans les inclusions de forme complexe, l'homogénéisation (disparition de la bulle) peut être très difficile à voir. Il est alors possible de préciser cette température en tenant compte des retards à la rétro-ébullition (persistance d'un état métastable à une seule phase à plus basse température que  $T_h$ ) ; si à température croissante, on a dépassé  $T_h$ , on verra brutalement apparaître, lors de la décroissance de température, une bulle de gaz de taille déjà assez grosse, à une température sensiblement inférieure (plusieurs °C) à  $T_h$ . Si, par contre, on a commencé à refroidir avant d'atteindre  $T_h$ , la bulle grossira progressivement au refroidissement. On peut donc ainsi encadrer avec précision, par essais successifs, la valeur vraie de  $T_h$ . Il s'agit cependant d'une méthode longue, qui rend très laborieuse l'étude de telles inclusions fluides.

En définitive, les températures sont mesurées à  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ , l'erreur sur la mesure absolue des  $T_h$  n'est d'environ que de  $\pm 1,5^\circ\text{C}$  pour la gamme de températures auxquelles nous avons affaire dans ce travail.

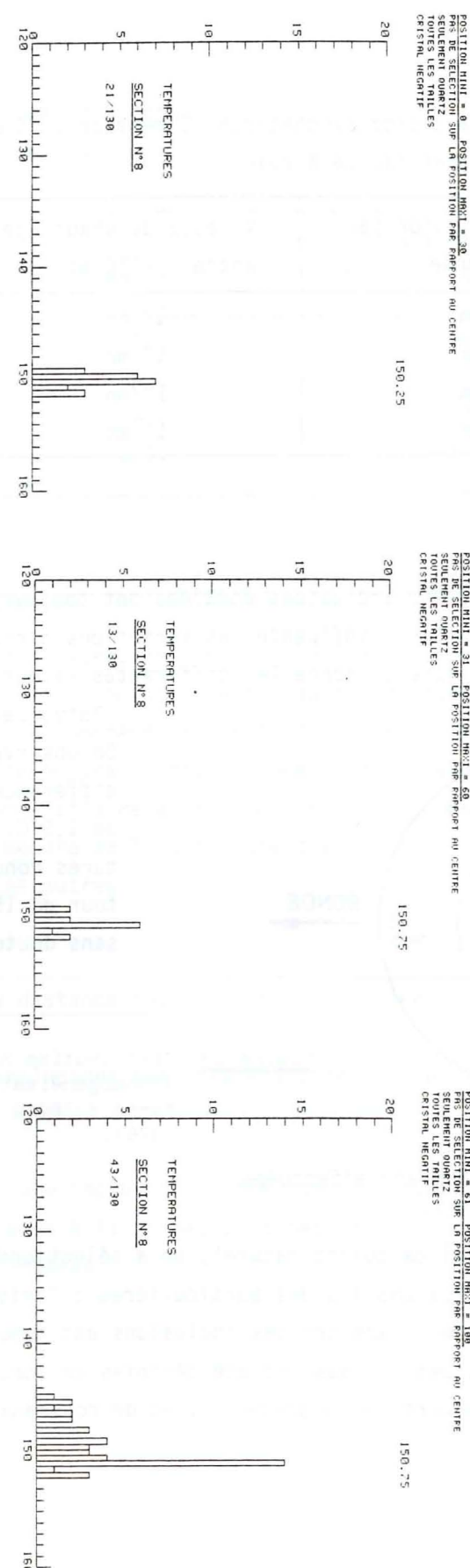


Figure 20. Histogrammes des températures d'homogénéisation obtenus pour les inclusions en forme de "cristaux négatifs" (Section n° 8, fente d'extension du chapitre IV, B, fig. 39), selon leur position par rapport à la sonde (classe de  $0,5^\circ\text{C}$ ).



Mais, comme les isochores sont quasi parallèles entre elles dans le domaine de  $T_h$  considéré ici, cette imprécision sur la valeur absolue de  $T_h$  ne se répercute pas sur les mesures de variations de densité d'une inclusion à l'autre, variations qui sont l'objet principal de notre étude (plus que les valeurs absolues de densité).

L'influence de l'erreur  $\Delta T_h$  ( $< 2\%$ ) sur les conditions de pression et de température vraies est donnée dans la figure 21.

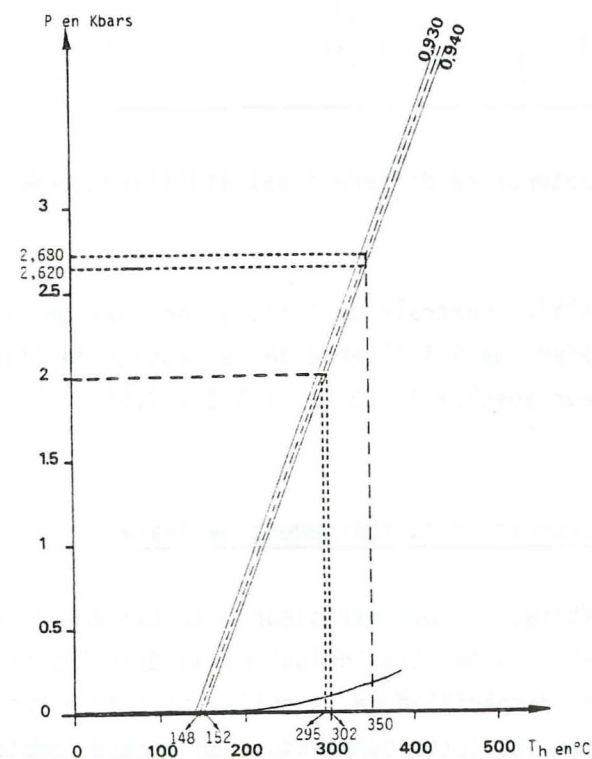


Fig. 21 - Influence de l'erreur  $\Delta T_h$  sur les conditions de pression et de température vraies.

En admettant par exemple une température de formation de  $350^\circ\text{C}$  et une  $T_h$  vraie de  $150^\circ\text{C}$  ( $148 < T_h < 152$ ), on obtient pour  $P$ ,  $2,6 < P < 2,68$  kbars, soit  $\frac{\Delta P}{P} = 2.10^{-2}$  (2 %).

De même, pour une pression de formation de 2 kbars, on obtient pour  $T$ ,  $295 < T < 302^\circ\text{C}$ , soit  $\frac{\Delta T}{T} = 3.10^{-2}$  (3 %).

On peut donc espérer, dans le cas d'un cristal naturel pour lequel les conditions de croissance sont a priori très loin d'être aussi idéalement simples, des mesures étalées dans moins de  $2^\circ\text{C}$ .

### c. Dispersion résiduelle, dans le cas d'un cristal idéalement simple

Si l'on considère un quartz synthétique non perturbé ultérieurement (n'ayant subi ni remontée en température, ni déformation), toutes ses inclusions devraient théoriquement être remplies par un fluide de densité identique. Malgré cela, nous verrons (chapitre IV, § 1) que la température d'homogénéisation montre une légère dispersion ( $\pm 1^\circ\text{C}$ , fig. 26), indépendamment des causes d'erreurs précitées, en partie due à la non répétitivité de la vitesse de chauffage (il existe maintenant un programmeur sur les nouveaux modèles), à la non homogénéité du fluide dans l'autoclave (contrôle de la pression imprécis, par exemple),...cf. Leroy, 1979.



## CHAPITRE IV

### LES INCLUSIONS FLUIDES, MARQUEURS DE DEFORMATION

A. CRISTAUX SYNTHETIQUES DE QUARTZ

B. FENTE DE TENSION TARDITECTONIQUE

C. INTERTRONCONS DE BELEMNITE BOUDINEE

"L'homme a hérité sans le savoir d'un capital d'insolences immémoriales, de hardiesses malheureuses, de paris ruineux dont la persistante audace, d'abord accumulée en vain, devait un jour tardif faire germer pour lui une grâce inédite et rebelle. En elle, se conjuguent l'hésitation, le calcul, le choix, la patience, la ténacité, le défi."

Roger Caillois



#### IV - LES INCLUSIONS FLUIDES, MARQUEURS DES CONDITIONS DE LA DEFORMATION

Les inclusions fluides, surtout s'il s'agit d'inclusions primaires, devraient théoriquement refléter la pression et la température du fluide au moment où a cristallisé la région du minéral hôte, à proximité immédiate de l'inclusion. Les variations de pression étant beaucoup plus brutales que les variations de température et les variations de densité reflétant surtout les variations locales de pression fluide, c'est à ce titre surtout que les inclusions fluides devraient pouvoir être un outil d'investigation précieux dans les roches déformées.

Cette manière d'envisager les inclusions fluides comme marqueurs de pression et de température a déjà été expérimentée pour traiter de problèmes tectoniques ou assimilés, par différents auteurs ; mais les résultats obtenus nécessitent une certaine prudence quant à leur interprétation.

On peut citer surtout :

POTY (1969) qui a examiné la croissance des cristaux de quartz comparativement entre filons de La Gardette et filons du Mont Blanc. Entre autres, les inclusions fluides lui ont été utiles, plus comme manomètres que comme thermomètres de la cristallogénèse.

DURNEY (1972) qui a utilisé les inclusions fluides en tant que témoins de la déformation ; elles lui ont permis de définir des conditions de mise en place des Nappes Helvétiques Occidentales (Valais - Suisse).

GRATIER, LEJEUNE et VERGNE, (1973) qui ont utilisé les inclusions fluides dans les fentes tectoniques pour tenter d'établir une corrélation entre cinématique de la déformation calculée par ailleurs, et conditions thermodynamiques des déformations. Mais il n'a été question que d'un essai sommaire, et des études ultérieures ont été entreprises à partir de cette même idée par D. BERNARD en 1978.



POTY, STALDER et WEISBROD, (1974) qui ont pratiqué une étude des inclusions fluides dans le remplissage de fentes, prélevées des Alpes Occidentales aux Alpes Centrales. Une évolution des températures, mais une stabilité à la fois, de la pression et de la surcharge ont été les résultats apportés par cette étude.

MULLIS (1975) qui a effectué des recherches sur les remplissages de fissures de tension en échelons dans le secteur du Val d'Illiez (Valais - Suisse). L'interprétation de l'étude fine des inclusions fluides de ces cristaux a permis de mettre en évidence une croissance rythmique du quartz : alternativement avec les générations successives de quartz, on observe un changement de régime de la pression lors de l'ouverture et de la fermeture des fentes (fig 22).

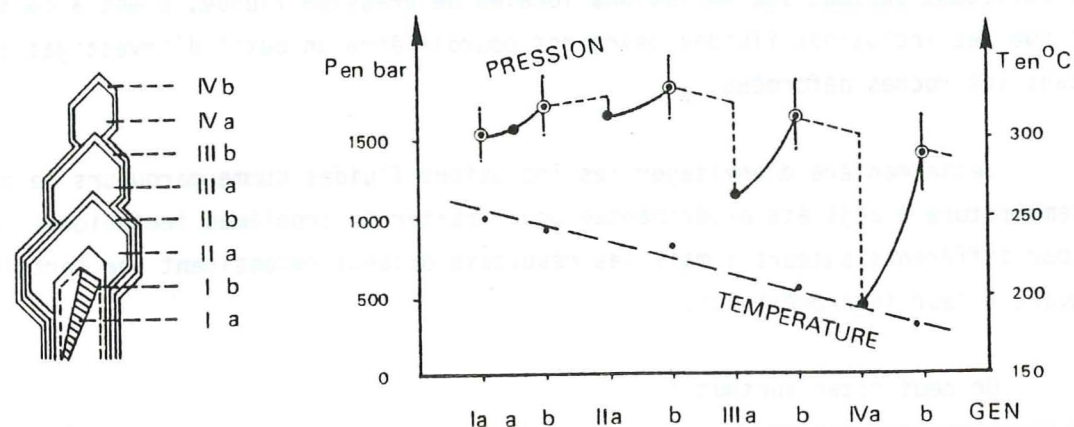


Figure 22. Diagramme idéalisé schématisant les conditions de pression et de température de formation de quatre générations successives de croissance (I, II, III, IV) dans des cristaux de quartz, Val d'Illiez, Suisse (Mullis, 1975).

PECHER (1978) qui a appliqué l'étude des inclusions fluides aux formations de la zone du M.C.T. himalayan au Népal central. La pression apparente de la phase fluide, déduite des températures d'homogénéisation mesurées dans les inclusions et des températures réelles données par les équilibres minéralogiques, est faible dans ce contexte de moyenne à haute pression.

D. BERNARD (1978) qui a tenté de reconstituer l'évolution des conditions de pression et de température lors de la déformation de la couverture sédimentaire jurassico-liasique du Massif du Pelvoux (France). Les résultats donnés par la microthermométrie ont permis de mettre en évidence le rôle d'un effet de socle sur les sédiments environnants.

Un problème se pose pourtant au niveau de l'interprétation des densités données par les inclusions fluides, où les valeurs sont assez surprenantes : en combinant le degré de cristallinité de l'illite ou la présence de paragonite, qui permettent d'estimer la température dans la couverture au moment de la déformation à environ 350°C, et les densités mesurées, les pressions obtenues seraient de l'ordre de 2 à 2,5 Kbar (POTY, STALDER et WEISBROD, 1974). Si on assimile les pressions indiquées par les fluides, à la seule charge lithostatique, et pour un gradient thermique choisi, cela voudrait dire une épaisseur de couverture de 7,5 à 9,5 km, alors que la profondeur que l'on peut estimer par l'épaisseur de la couverture sédimentaire connue jusqu'au Crétacé, n'excède jamais 2 à 3 kilomètres.

Pour tenter de préciser et de comprendre ces distorsions, nous avons entrepris à la suite des travaux de D. BERNARD (1978), l'étude plus détaillée de quelques échantillons.

Dans ce chapitre, nous essayerons de voir si l'on peut utiliser les inclusions fluides comme marqueurs du fluide présent lors de la déformation, en traitant quelques exemples de complexité croissante :

- Cas idéalement simple d'inclusions fluides contenues dans du quartz synthétique : température constante pendant la cristallogénèse, absence de contraintes (cristaux suspendus dans une phase fluide), pas de réchauffement ou de mise sous contrainte ultérieurs.

- Cristaux d'une fente de tension géométriquement très simple, formée dans une étape tardive de l'histoire d'une région : quartz et calcite d'une fente ouverte, non reprise ultérieurement, de la couverture liasique des massifs cristallins externes alpins.

- Cas complexe du remplissage quartzo-calcitique d'intertrons de bélemnite déformée dans les flancs d'un pli.



Le but cherché par le choix de ces échantillons est de voir si les inclusions fluides permettent effectivement de suivre l'évolution des conditions PVT des fluides au cours du temps et éventuellement, des déformations qui accompagnent la formation des cristaux hôtes.

#### A - CROISSANCE CRISTALLINE SANS PERTURBATION DU MILIEU DE FORMATION. CRISTAUX SYNTHETIQUES DE QUARTZ.

Pendant la croissance du quartz synthétique, tous les paramètres de formation : degré de remplissage de l'autoclave (c'est-à-dire densité), température, chimisme du fluide sont connus, mais on manque de précision sur la valeur exacte de la pression (LEROY, 1979). Grâce à la microthermométrie, l'étude des inclusions fluides dans ces cristaux permet de retrouver une valeur de la densité.

Ce cas élémentaire nous permettra :

- de voir s'il y a effectivement concordance entre la densité théorique (dépendante de la pression et de la température choisies) du fluide contenu dans les inclusions fluides et la densité mesurée grâce aux températures d'homogénéisation,
- d'estimer l'amplitude de la dispersion "minimum" des températures d'homogénéisation.

#### I - MODE DE FORMATION - CROISSANCE HYDROTHERMALE

Nos mesures ont été effectuées sur un monocristal réalisé par la "Société Industrielle du Combustible Nucléaire" à Annecy.\*

\* Nous tenons à remercier M. BUISSON de la Société S.I.C.N. qui nous a procuré les échantillons de cristaux de quartz synthétique.

La cristallisation a lieu dans un autoclave (fig. 23) où la pression appliquée (pression hydrostatique sensu stricto), fonction du coefficient de remplissage et

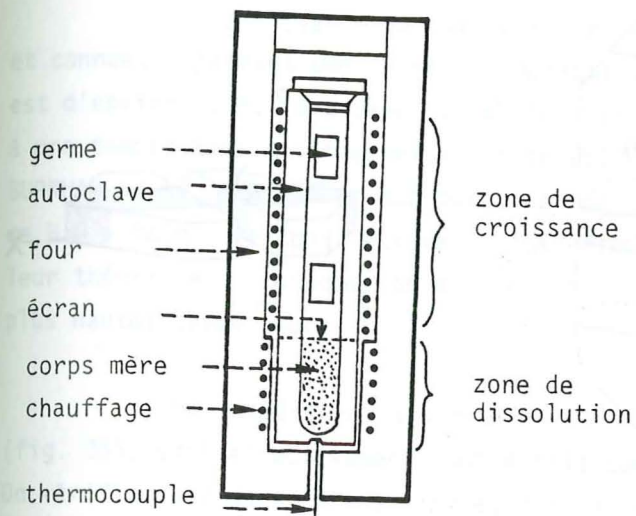


Figure 23. Principe de la synthèse hydrothermale (REGRENY, 1973).

de la température, est constante (environ 160 MPa). Dans la partie inférieure de l'autoclave (zone de dissolution, température de 370°C, solvant utilisé : une solution aqueuse  $H_2O + NaOH$  1N) on dispose de petits fragments de quartz de quelques centimètres cubes.

Dans la partie supérieure (zone de recristallisation, température de 355°C), on place des germes taillés dans des monocristaux de quartz naturels ou synthétiques.

La solution se sature dans la zone de dissolution, se déplace par convection thermique jusqu'à la zone de recristallisation où la silice précipite sur les germes.

La vitesse de croissance est variable selon les faces : au maximum 0,45 mm par jour suivant l'axe  $\langle 0001 \rangle$ .

#### II - LES INCLUSIONS FLUIDES DU QUARTZ SYNTHETIQUE

Dans quelques cas, avant le régime d'équilibre, le début de la cristallisation est précédé par une attaque corrosive des germes (REGRENY, 1973) avec formation de petits canaux le long des lignes de dislocations-coins (WILKINS et MAC LAREN, 1981). Ces canaux sont ensuite scellés par la silice qui précipite.



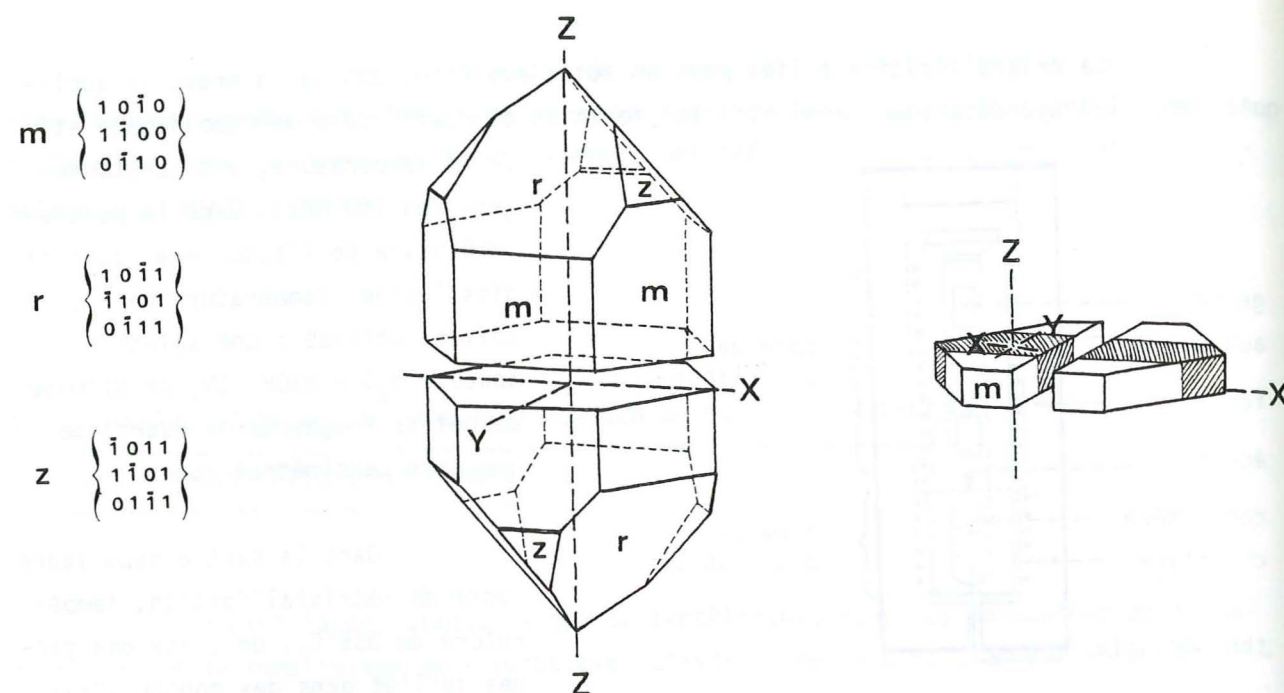


Figure 24. Représentation d'un quartz  $\alpha$  ainsi qu'une coupe où la partie hachurée marque la trace du germe (REGRENY, 1973, d'après DANA'S SYSTEM OF MINERALOGY, vol. III).

Ces inclusions, qui ne sont généralement présentes que dans le germe, c'est-à-dire au coeur du cristal obtenu en fin d'expérimentation (fig. 24), sont des petits cylindres allongés (fig. 25), et disposés selon deux directions faisant entre elles un angle d'environ  $20^\circ$ . L'une de ces deux directions est très proche de l'axe  $\langle 0001 \rangle$  du quartz.

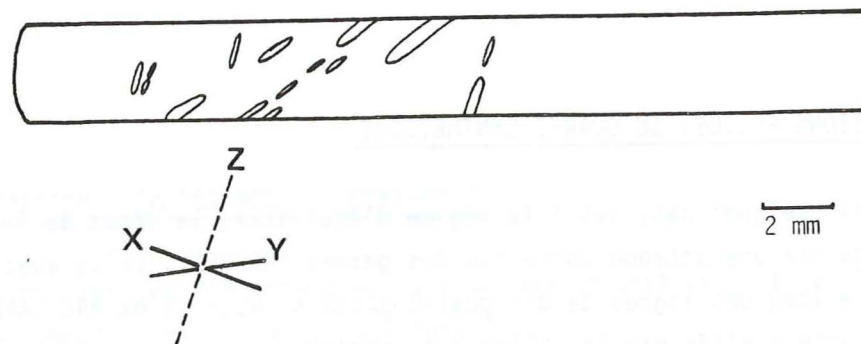


Figure 25. Position des inclusions fluides dans un germe de cristal de quartz synthétique (REGRENY, 1973). Conditions de croissance : Température de recristallisation  $350^\circ\text{C}$ ; solvant : solution aqueuse NaOH 1M/l; vitesse de croissance suivant  $\langle 0001 \rangle$  : 0,37 mm par jour.

### III - RESULTATS OBTENUS EN MICROTHERMOMETRIE

La croissance du quartz a lieu dans une solution de composition constante et connue, cependant une certaine imprécision persiste. Le coefficient de remplissage est d'environ 0,8, soit dans le cas de l'eau pure une densité aussi de 0,8 correspondant à une température d'homogénéisation de  $250^\circ\text{C}$  : cette valeur est tirée des données de BURNHAM et al (1969) pour  $\text{H}_2\text{O}$  pure, car on ne connaît pas les courbes PVT pour le système  $\text{H}_2\text{O} + \text{NaOH}$  ; cette valeur de  $T_h$  doit être une valeur légèrement inférieure à la valeur théorique : l'adjonction d'un électrolyte déplace en effet les isochores vers les plus hautes températures.

La température d'homogénéisation mesurée par microthermométrie est de  $251^\circ\text{C}$  (fig. 26), soit effectivement tout à fait compatible avec les conditions de formation. On vérifie donc dans ce cas simple, que la densité des inclusions fluides est bien représentative des conditions pression - température du milieu de croissance. Tous ces résultats ont déjà été observés par LEROY en 1979.

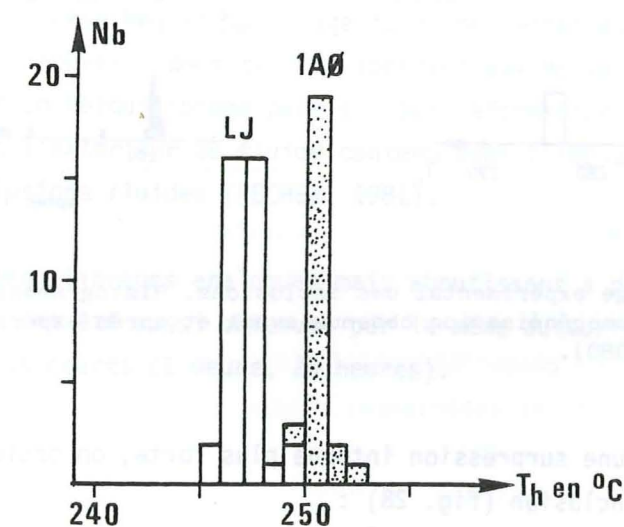


Figure 26. Histogramme des températures d'homogénéisation mesurées dans des quartz synthétiques : exemples LJ et 1A0, classes de  $1^\circ\text{C}$  (PECHER, 1981).



## IV - RÉÉQUILIBRAGE EXPERIMENTAL DES INCLUSIONS

a. Les expériences déjà citées de GRATIER (1980) montrent que :  
 en imposant à ces inclusions fluides, une légère surpression interne (70 MPa) par chauffage du cristal à une température  $305^{\circ}\text{C} > T_h = 251^{\circ}\text{C}$ , on constate au bout d'un certain temps (80 jours), une légère variation de la densité (fig. 27).

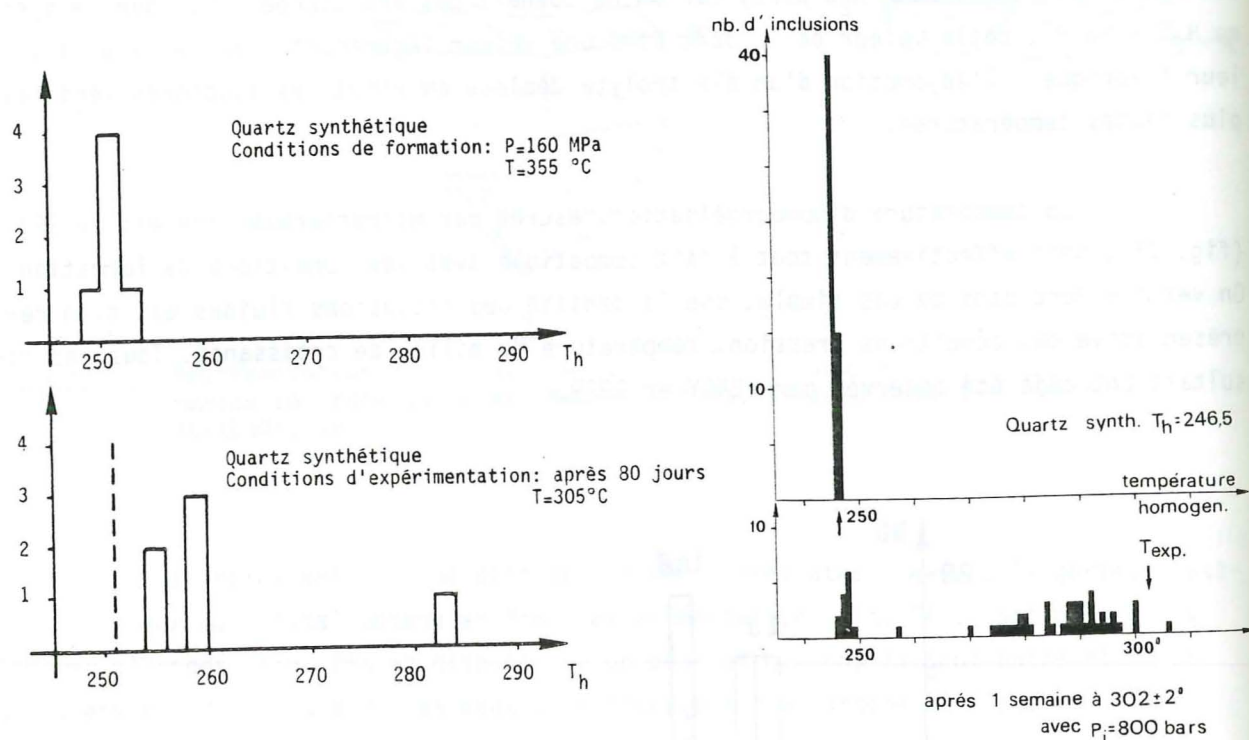


Figure 27. Rééquilibrage expérimental des inclusions. Histogrammes des températures d'homogénéisation obtenus avant et après expérimentation (GRATIER, 1980).

b. En imposant une surpression interne plus forte, on obtient un rééquilibrage par surchauffe de l'inclusion (fig. 28) :

à une pression de confinement de 1 Atm (0,1 MPa) dans les expériences de LEROY (1979), on a noté une évolution des valeurs des températures d'homogénéisation en fonction des températures maximales auxquelles l'inclusion a été chauffée (temps de chauffage 5 à 10 mn).

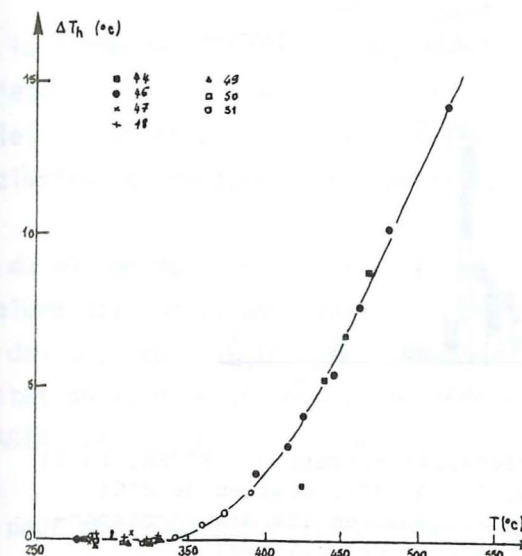


Figure 28. Augmentation de la température d'homogénéisation ( $T_h$ ) en fonction de la température à laquelle a été chauffée l'inclusion (LEROY, 1979)

A une pression de confinement (200 MPa) et à une température ( $500^{\circ}\text{C}$ ) plus élevées, correspondant à une différence  $P_i - P_c$  d'environ 150 MPa, maintenue pendant plus de 400 heures, on observe un rééquilibrage total de certaines inclusions par décrépitation (fig. 29) : la nouvelle densité correspondant aux nouvelles conditions de pression et température, et un rééquilibrage partiel (par déformation plastique du minéral hôte ? par diffusion vers l'extérieur du fluide contenu dans l'inclusion fluide ?) mais homogène des autres inclusions fluides (PECHER, 1981).

Des rééquilibrages analogues mais aboutissant à des néo-inclusions plus nettement secondaires ont été aussi obtenues par le même auteur pour des temps d'expérimentation beaucoup plus courts (1 heure, 20 heures).



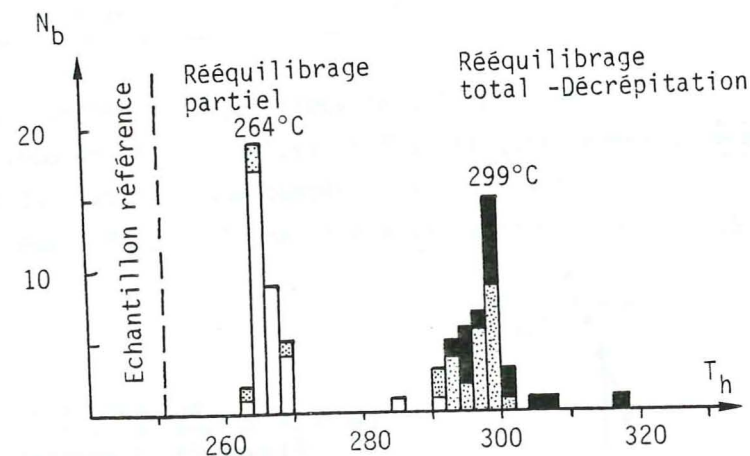


Figure 29. Histogramme de  $T_h$  obtenu après expérimentation (PECHER, 1981) Echantillon 1C ( $P_i = 200$  MPa,  $T = 500^\circ\text{C}$ ), classes de  $2^\circ\text{C}$  ; en blanc : grandes inclusions secondaires isolées correspondant à des inclusions partiellement rééquilibrées en pointillé : grandes inclusions secondaires entourées de petites inclusions fluides\* en noir : petites inclusions secondaires\* \*Ces deux catégories correspondent à des inclusions fluides décrépitées et des néo-inclusions formées autour d'elles, par colmatage des microfractures apparues.

## V - DISCUSSION

Ainsi, contrairement aux expériences de ROEDDER et SKINNER (1968) qui montraient l'absence apparente de rééquilibrage lorsque  $P_i$  n'excède pas  $P_C$ , ces expériences mettent en évidence des possibilités de variations de densité lorsqu'on impose à l'inclusion une surpression interne. Le rééquilibrage peut être brutal ou lent et alors incomplètement réalisé, au moins dans les expériences citées.

### - Rééquilibrage brutal

En autoclave, il y a décrépitation (rupture fragile) de l'inclusion lorsque  $P_i > P_C$  (ou  $\sigma_3$ ) +  $T_0$ , puis formation de nouvelles inclusions dans des cracks apparus du fait de cette surpression. Ces inclusions présentent une valeur de densité inférieure à la densité initiale.

La valeur de  $P_i$  pour qu'il y ait décrépitation dépend de :

- la forme de l'inclusion, qui est le facteur le plus important puisqu'il conditionne l'état de contrainte local à son voisinage (valeur de la contrainte tangentielle maximale). En principe, plus le rayon de courbure minimum de l'inclusion sera petit, plus l'inclusion se fracturera facilement (JAEGER et COOK, 1976).

- du volume de l'inclusion : les expériences de LEROY en 1979 ont mis en évidence que le volume des inclusions jouait un rôle : les inclusions les plus petites décrépitant pour des  $\Delta P_i$  les plus fortes : la valeur de la surpression interne nécessaire à la décrépitation vaut selon les cas de 85 MPa à 180 MPa environ (PASHOV et PILOYAN, 1973 ; SHATAGIN, 1974 ; SHARANOV et al, 1974 ; LEROY, 1979).

Mais pour des essais sur des cristaux naturels, il est très difficile de faire une distinction entre l'influence du volume de l'inclusion et l'influence de la forme, les deux variant souvent en même temps : les inclusions de petit volume sont presque toujours plus rondes que les inclusions de grand volume.

Dans les modèles (par éléments finis) de l'état de contrainte autour d'une cavité ellipsoïdale sous pression dans du quartz considéré comme un solide élastique, le volume de l'inclusion n'intervient pas (BOUDON, communication orale), car les valeurs des contraintes tangentielles, près de l'extrémité de l'inclusion (qui conditionnent la rupture), restent les mêmes pour deux inclusions de forme semblable.

### - Rééquilibrage lent (expériences de GRATIER, 1980 et de PECHER, 1981)

Dans les expériences précitées, il s'agit d'un rééquilibrage incomplet (la nouvelle densité implique que  $P_i \neq P_C$ ) avec un changement de forme des inclusions, essentiellement par diffusion dans la phase fluide ou dans le solide (GRATIER, 1980).

Ce changement de forme ne s'accompagne pas d'un changement de volume (vérification faite à l'analyseur d'images par F. CHATAGNON) mais deux autres mécanismes sont a priori envisageables et peuvent contribuer à cette évolution des inclusions :



- une déformation plastique du minéral hôte autour de l'inclusion fluide avec une baisse de densité par augmentation de volume (hypothèse retenue par LEROY en 1979).

- ou une diffusion du fluide à travers le minéral hôte, avec une baisse de densité par diminution de la masse du fluide.

Il faut signaler aussi que des modifications expérimentales de densité, dont les résultats sont tout à fait analogues à ceux présentés ici pour le quartz, ont été obtenus sur la calcite qui se rééquilibre encore plus vite (GRATIER 1980), et sur de la Fluorite  $\text{CaF}_2$  (SABOURAUD 1981).

Par ailleurs, en se basant sur la comparaison des valeurs de  $T_0$  et de ductilité, WILKINS (19 ) a pu classer un certain nombre d'espèces minérales naturelles selon leur possibilité de répondre plus ou moins facilement à une surpression interne par décrépitation. Dans cette étude, le quartz apparaît comme un "bon" matériau, théoriquement assez difficile à rééquilibrer.

Au terme de cette étude sur le quartz synthétique, on peut souligner qu'un problème d'interprétation subsiste lorsqu'on parle d'inclusions. On n'est jamais certain d'être en présence d'une inclusion qui n'a pas subi de modification, tant physique que chimique au cours de son histoire : en effet, si une inclusion réellement primaire est soumise ultérieurement (et c'est le cas probable de bien des inclusions naturelles) à des variations de pression et de température, elle peut donner naissance à de nouvelles inclusions, avec des densités nouvelles, ou simplement changer de forme et acquérir une nouvelle valeur de densité, sans que l'on puisse reconstituer son histoire primitive.

## B - CAS NATUREL SIMPLE : FENTE DE TENSION TARDITECTONIQUE

Les cristaux naturels ont grandi dans des conditions a priori moins simples que les cristaux de quartz synthétique, et ont pu suivre un chemin pression-température post-cristallisation assez complexe.

Un des cas les plus simples correspond au remplissage d'une fente d'extension apparue tout à fait en fin de déformation. Cependant, même une telle fente a pu se créer de manière assez complexe, discontinue (MULLIS, 1975 ; RAMSAY, 1980), et en outre subir après formation, des variations de pression et de température.

Selon la chronologie relative : ouverture, apport de fluides, croissance des cristaux, on peut envisager des variations dans l'évolution de la densité du fluide piégé, au fur et à mesure de la croissance du cristal hôte :

- densité assez uniforme si la croissance est tardive, une fois la fente ouverte (éventuelle variation lente et progressive des densités due à des variations de températures, mais pas de variations brusques dues à la baisse brutale de pression fluide lors de l'ouverture par ruptures successives de la fente) ;

- ou évolution des densités reflétant l'ouverture rythmique si la croissance du cristal accompagne l'ouverture de la fente (MULLIS, 1975).

## I - CADRE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE

On a choisi une fente dans les calcaires marneux intensément plissés et schistosés des formations inférieures du bassin de Bourg d'Oisans entre Belledonne et les Grandes Rousses. Cette fente se situe sur la route qui mène du hameau de La Paute au Col d'Ornon (Coordonnées Lambert  $x = 888,60\text{m}$   $y = 314,20\text{m}$   $z = 780\text{mètres}$  sur la feuille Vizille au 1/25 000ème XXX III 35 n° 7-8) et a déjà été partiellement étudiée par D. BERNARD en 1978.



Dans cette région, trois épisodes de déformation se sont succédés (GRATIER, LEJEUNE, VERGNE, 1973) marqués par des plis, des schistosités, des fossiles déformés, des lithoclases ...

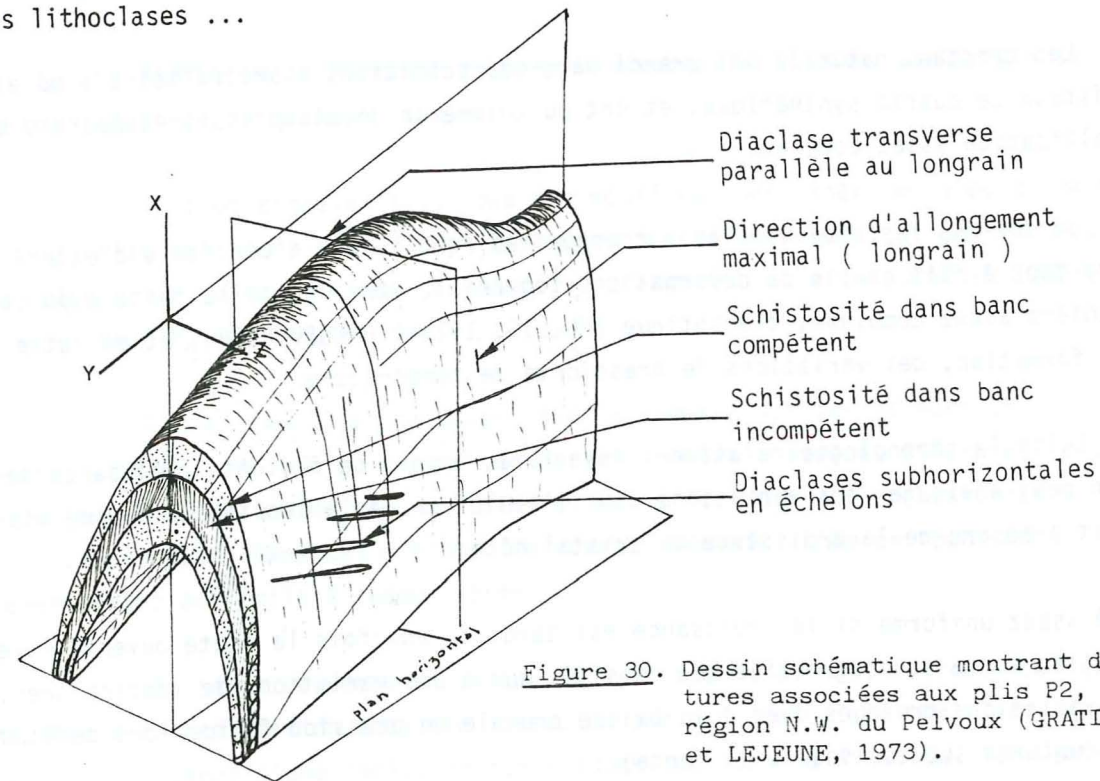


Figure 30. Dessin schématique montrant des structures associées aux plis P2, dans la région N.W. du Pelvoux (GRATIER, VERGNE et LEJEUNE, 1973).

La fente échantillonnée pour ce travail appartient à une famille de fentes ouvertes horizontales, qui naissent par amplification des diaclases horizontales, apparues perpendiculairement à l'étirement lors de la formation des plis P2 (fig. 30).

## II - PARAGENESE DE LA FENTE - GEOMETRIE DES CRISTAUX

La fente, schématisée à la figure 31, a les caractéristiques suivantes :

- longueur : 6 m
- épaisseur maximale : 0,13 m
- profondeur non connue.

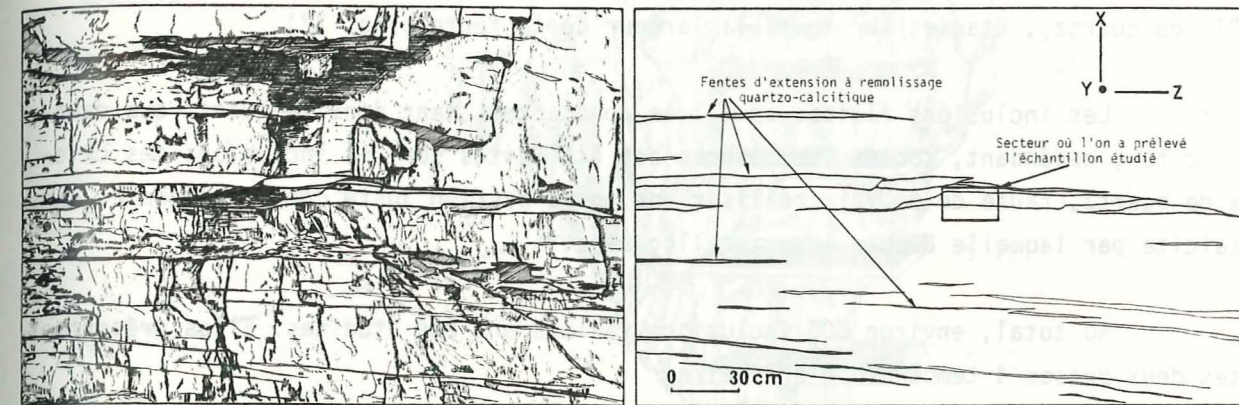


Figure 31. Schéma de l'endroit où l'on a prélevé l'échantillon étudié.

Le remplissage de cette fente est constitué de quartz très prédominant et de calcite. Contre les épontes, la calcite est l'élément unique ; au centre, le quartz est seul présent.

Les cristaux sont limpides et n'englobent aucun fragment d'éponte. Ils montrent un faciès euhédral, à faces prismatiques bien individualisées et terminaisons pyramidales.

La suture médiane, dessinée par les terminaisons pyramidales des quartz imbriqués les uns dans les autres, permet de dire que les cristaux ont poussé de l'éponte vers le centre de la fente : il s'agit d'une croissance de type centripète ("syntaxial growth", DURNEY et RAMSAY, 1973).

Au cours de l'ouverture de la fente, l'orientation des cristaux a très peu varié, l'axe d'allongement  $\langle 0001 \rangle$  est quasiment perpendiculaire à l'éponte de la veine.

## III - CLASSIFICATION - MORPHOLOGIE DES INCLUSIONS FLUIDES

Pour suivre l'évolution des températures d'homogénéisation au fur et à mesure de la croissance des cristaux, on a réalisé une série de sections perpendiculaires à



l'allongement des cristaux (parallèlement aux épontes et perpendiculairement à l'axe  $\langle 0001 \rangle$  du quartz), étagées sur toute la largeur de la fente (fig. 32).

Les inclusions fluides sont très abondantes, tant dans le quartz que dans la calcite ; cependant, toutes les mesures ont été faites sur les inclusions des cristaux de quartz, faute de pouvoir réaliser une bonne section juste contre l'éponte, dans la calcite par laquelle débute la cristallogénèse.

Au total, environ 800 inclusions fluides ont été étudiées. Elles présentent toutes deux phases à température ordinaire :

- une phase liquide : solution aqueuse,
- une phase gazeuse.

On peut les classer à partir de critères purement géométriques en :

- inclusions de forme simple :
  - . régulières polyhédriques,
  - . anguleuses.
- inclusions anastomosées
- inclusions allongées.

(figures suivantes)

Ces inclusions de divers types sont mélangées les unes aux autres, et réparties de manière apparemment quelconque dans chaque cristal.

#### a - Les inclusions de forme simple

Ce sont les plus abondantes, elles sont de deux types : polyhédriques ou anguleuses.

Sous le terme polyhédrique, ont été regroupées des inclusions à géométrie particulière : quadrangle régulier, sections de prismes quadratiques bipyramidés (fig. 33). Ces formes d'inclusions rappellent les cristaux négatifs des auteurs, classique-

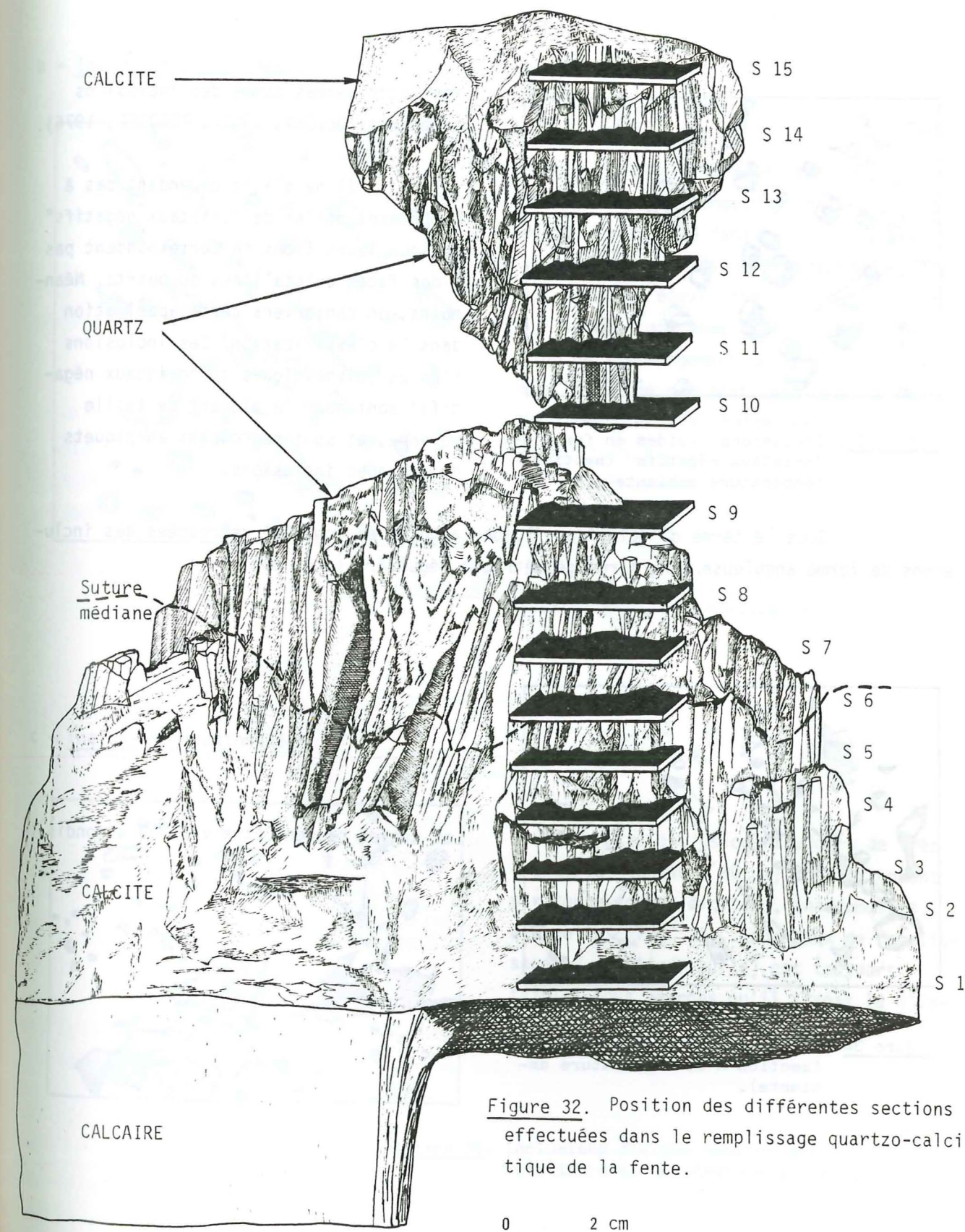


Figure 32. Position des différentes sections effectuées dans le remplissage quartzocalcique de la fente.



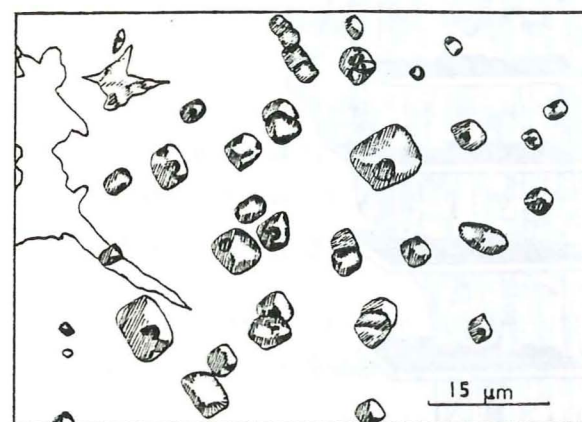


Figure 33. Inclusions fluides en forme de "cristaux négatifs" (section n°8, température ambiante).

Sous le terme d'inclusions fluides anguleuses, ont été regroupées des inclusions de forme anguleuse, sans forme géométrique régulière (fig. 34).

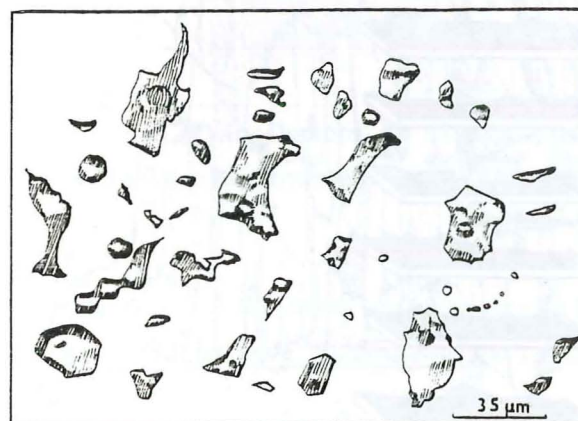


Figure 34. Inclusions fluides anguleuses (section n°8, température ambiante).

ment considérées comme des inclusions primaires (DEICHA, 1955 ; ROEDDER, 1976).

Il ne s'agit cependant pas à proprement parler de "cristaux négatifs" puisque leurs faces ne correspondent pas à des faces cristallines du quartz. Néanmoins, on conservera cette appellation dans la classification. Ces inclusions fluides polyhédriques ou "cristaux négatifs" sont pour la plupart de taille moyenne, et sont regroupées en paquets de quelques inclusions.

Les angles peuvent être vifs ou arrondis.

#### b - Inclusions allongées

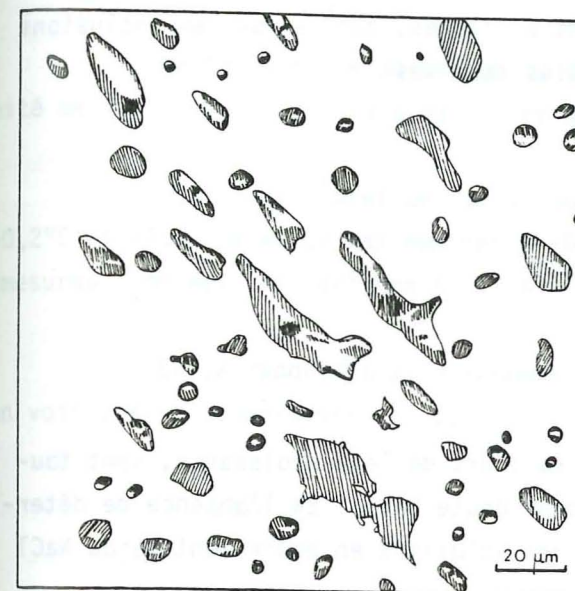


Figure 35. Inclusions fluides allongées (section n°15, température ambiante).

On a distingué les inclusions dont le rapport longueur sur largeur est élevé. Dans cette famille d'inclusions, le taux de remplissage ( $V_{\text{liquide}}/V_{\text{bulle}}$ ) est toujours élevé (fig. 35). D'un point à l'autre d'une même section, la direction de l'allongement des inclusions varie; elles ne semblent donc pas indiquer de direction privilégiée dans les cristaux.

#### c - Inclusions anastomosées



Figure 36. Inclusions fluides anastomosées (section n°6, température ambiante).

Ces inclusions toujours de très grande taille (40 à 90 μm) se distinguent par leurs formes digitées, anastomosées, échevelées (fig. 36). Leur taux de remplissage ( $V_{\text{liquide}}/V_{\text{bulle}}$ ) est toujours faible. Nous verrons qu'il s'agit là d'inclusions partiellement décrépitées.



On ne peut affirmer pour aucun de ces types d'inclusions qu'il s'agisse d'inclusions fluides primaires vraies. On peut cependant considérer que les inclusions en forme de "cristaux négatifs" sont relativement anciennes, tandis que les inclusions fluides anastomosées seraient au contraire les plus tardives.

#### IV - MICROTHERMOMETRIE

##### 1. Température de fusion - salinité

Les fluides piégés dans les cavités au cours de leur croissance, sont toujours des solutions aqueuses de sels alcalins (sans doute NaCl). En l'absence de détermination plus précise, on exprimera la salinité des solutions en équivalent poids NaCl (ou en pourcentage pondéral équivalent NaCl).

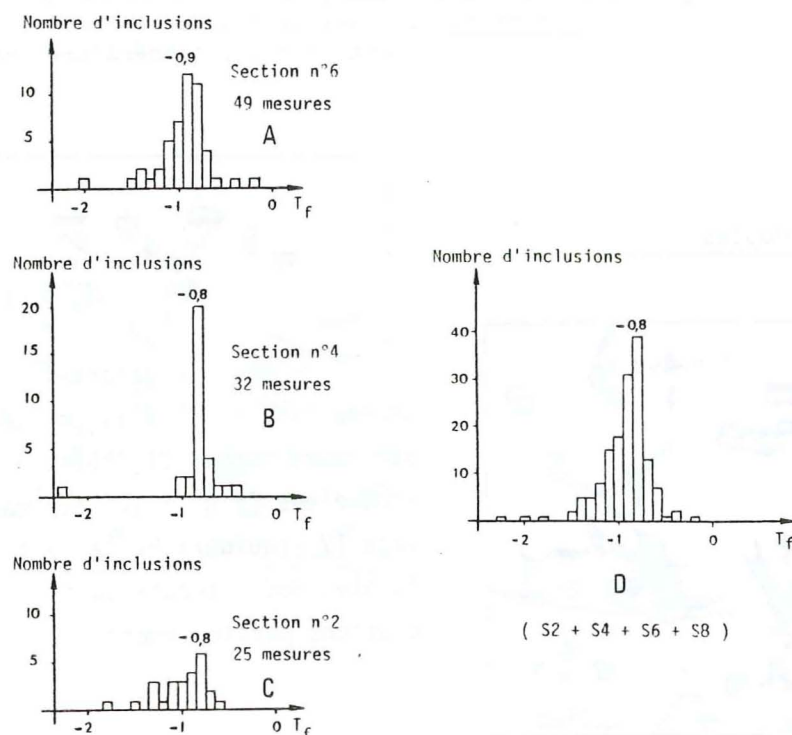


Figure 37. Histogrammes des températures de fusion, classes de 0,1°C.  
A, B et C : histogramme établi pour chaque section,  
D : histogramme des mesures cumulées des sections S1, S2, S3, S4.

La température de solidification (gel de la solution) du liquide a lieu entre -30°C et -40°C.

La température de fusion du dernier cristal nous servira à donner la salinité de la solution (s'il y a équilibre entre liquide + vapeur + solide).

Les températures de fusion obtenues en cryométrie sont comprises entre -0,2°C et -2,2°C avec un maximum net à -0,8°C (fig. 37), pour une série de 150 mesures (mesures cumulées des sections S2 + S4 + S6 + S8).

En se reportant au diagramme  $H_2O + NaCl$  construit expérimentalement (fig. 38), on voit que la température de -0,8°C (le pic de l'histogramme) correspond à une valeur

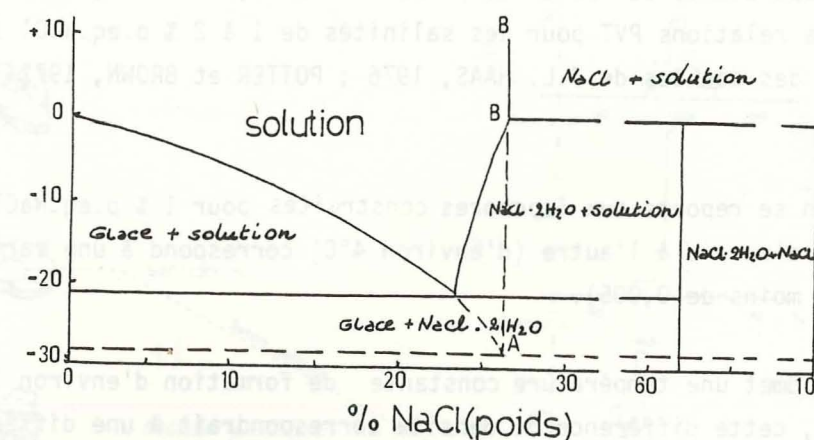


Figure 38. Le système  $H_2O - NaCl$  (Int. Crist. Tables IV p. 235, 1928, d'après ROEDDER, 1962, p. 1059).

de la salinité de 1 à 2 % pondéral équivalent NaCl (1 à 2 % p.eq. NaCl).

Il n'y a pas de relation nette entre les températures de fusion mesurées et la position de l'inclusion fluide dans la fente ; l'étalement des histogrammes serait surtout dû à la difficulté d'observer très précisément la fusion du dernier cristal.

Si on suit l'évolution des salinités dans un même cristal (sections n°2, 4 et 6), il y a malgré tout un léger décalage du maximum : -0,8°C à l'éponte et -0,9°C près de la suture (fig. 37). La solution présente en fin de croissance, était légèrement plus salée que celle présente en début de croissance.



## 2. Températures d'homogénéisation - densité

Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes de  $T_h$  correspondant aux différentes sections et aux différents types d'inclusions fluides (fig. 39).

Si l'on examine les histogrammes des températures d'homogénéisation correspondant aux différentes sections, on constate :

- que l'étalement de chaque histogramme est grand : environ  $20^\circ\text{C}$ .
- qu'il existe cependant toujours un pic bien marqué.
- que d'une section à l'autre, la position du maximum varie légèrement.

Les températures de fusion comprises entre  $-2,2^\circ\text{C}$  et  $-0,2^\circ\text{C}$  nous permettent d'utiliser les relations PVT pour des salinités de 1 à 2 % p.eq.NaCl (construction effectuée à partir des données de J.L. HAAS, 1976 ; POTTER et BROWN, 1977 ; POTTER et al, 1979).

Si l'on se reporte aux isochores construites pour 1 % p.eq.NaCl, le décalage maximum observé d'un pic à l'autre (d'environ  $4^\circ\text{C}$ ) correspond à une variation de densité faible (de moins de 0,005).

Si on admet une température constante de formation d'environ  $350^\circ\text{C}$  (D. BERNARD, 1978), cette différence de densité correspondrait à une différence de pression fluide de 25 bars ( 2,5 MPa).

## 3. Analyse de ces variations de densité

### a. Influence de la position de la section dans la fente

Dans le tableau ci-après, ont été regroupées les différentes valeurs de température d'homogénéisation données par les histogrammes, et les densités qui leur correspondent, pour chaque section.

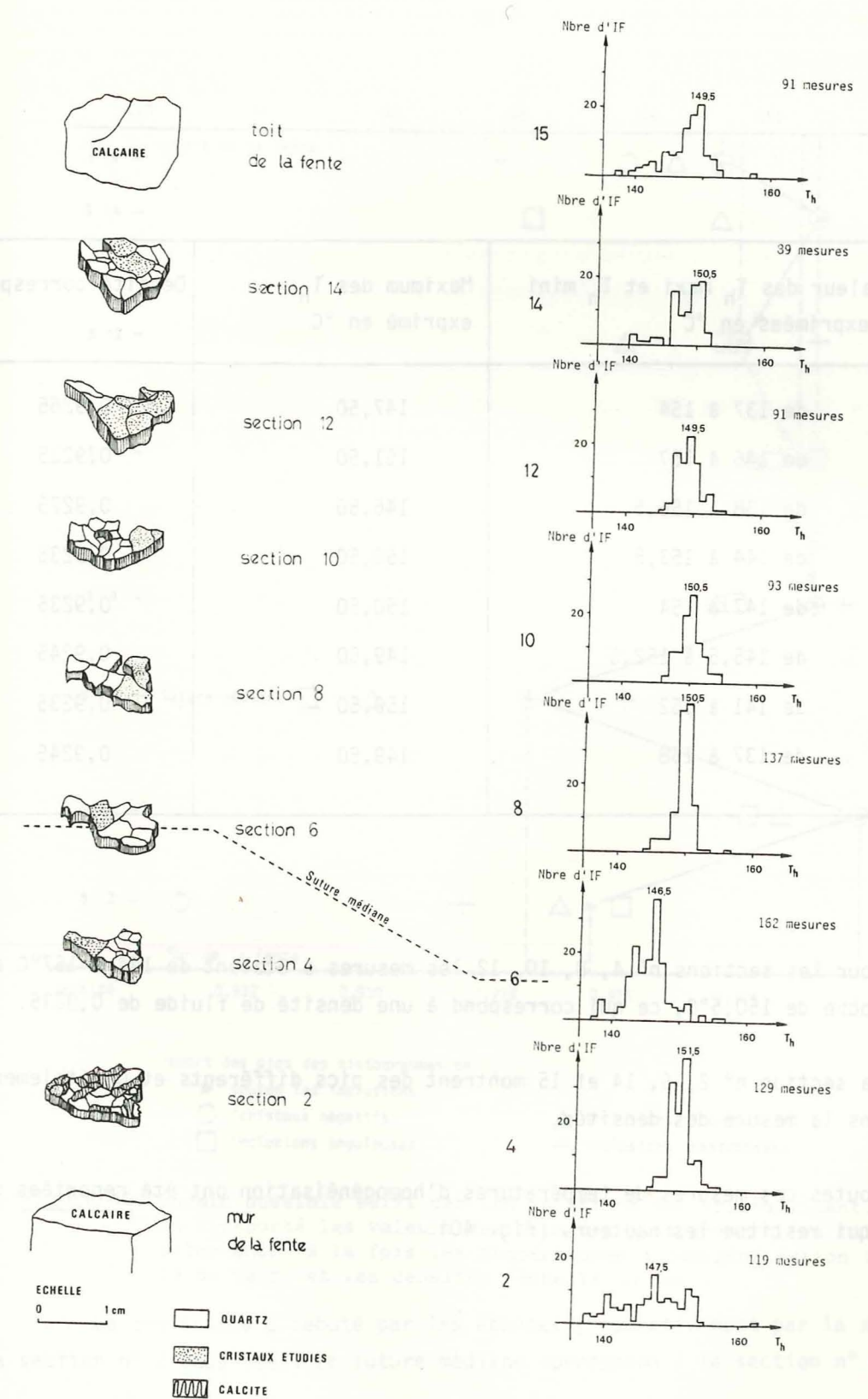


Figure 39. Histogrammes des températures d'homogénéisation en fonction de la position des cristaux étudiés dans la fente.



N° de la section	Valeur des $T_h$ maxi et $T_h$ mini exprimées en °C	Maximum des $T_h$ exprimé en °C	Densité correspondante
2	de 137 à 154	147,50	0,9265
4	de 146 à 157	151,50	0,9225
6	de 138 à 156,5	146,50	0,9275
8	de 144 à 153,5	150,50	0,9235
10	de 147 à 154	150,50	0,9235
12	de 145,5 à 152,5	149,50	0,9245
14	de 141 à 152	150,50	0,9235
15	de 137 à 158	149,50	0,9245

Pour les sections n° 4, 8, 10, 12, les mesures s'étalent de 144 à 157°C avec un maximum proche de 150,5°C, ce qui correspond à une densité de fluide de 0,9235.

La section n° 2, 6, 14 et 15 montrent des pics différents et un étalement plus grand dans la mesure des densités.

Toutes ces mesures de températures d'homogénéisation ont été reportées sur un diagramme qui restitue les hauteurs (fig. 40).

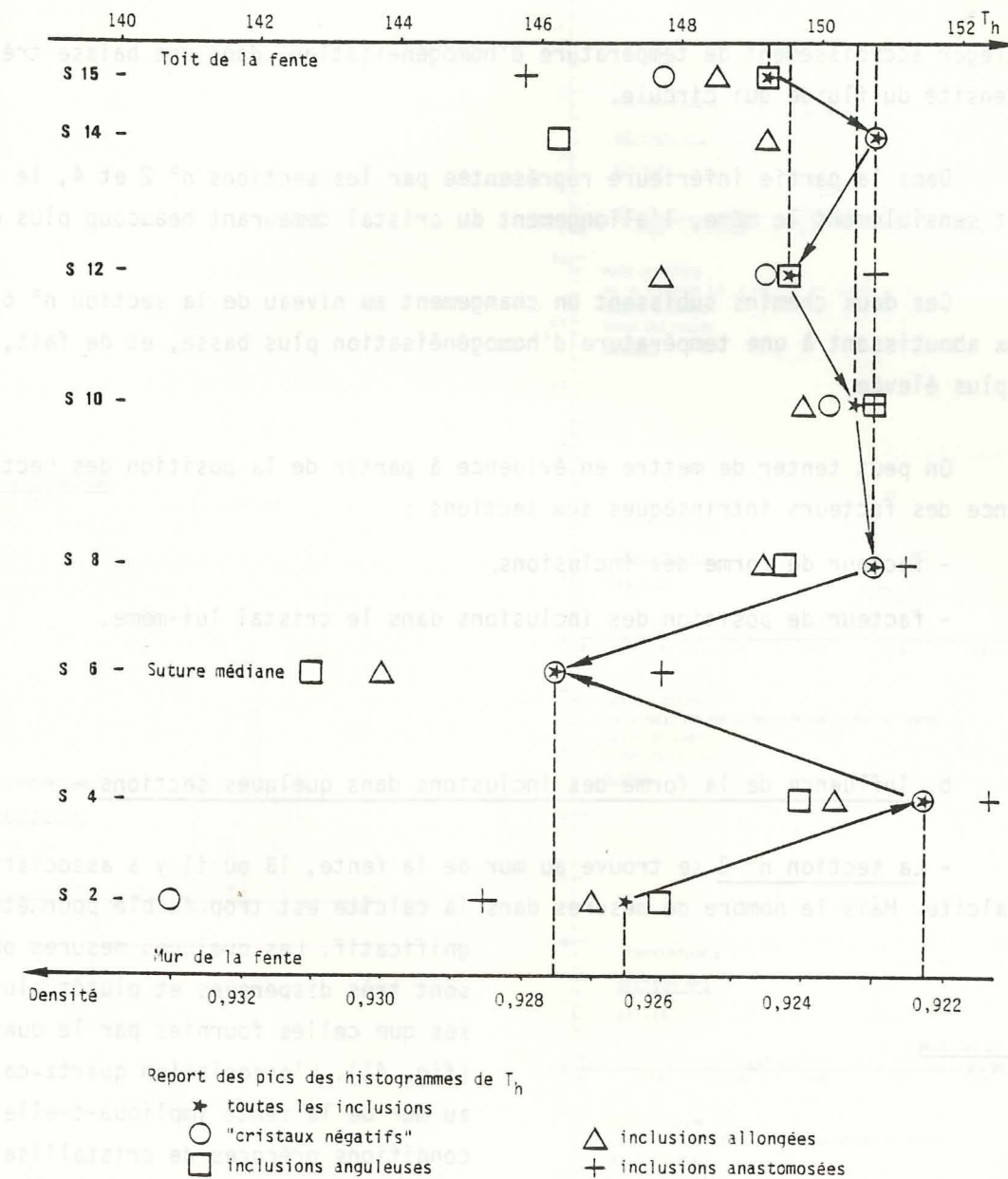


Figure 40. Chemin possible suivi par les solutions qui cristallisent. On a reporté les valeurs des pics des histogrammes, en faisant intervenir à la fois les températures d'homogénéisation (échelle du haut) et les densités (échelle du bas).

La croissance a débuté par les épontes (respectivement par la section n° 15 et la section n° 2 étudiées). La suture médiane correspond à la section n° 6.

On peut constater que si l'on suit le chemin d'un cristal (à partir de la section n° 15 jusqu'à la section n° 8), les valeurs sont assez homogènes et indiquent



un très léger accroissement de température d'homogénéisation, donc une baisse très faible de densité du fluide qui circule.

Dans la partie inférieure représentée par les sections n° 2 et 4, le chemin suivi est sensiblement le même, l'allongement du cristal demeurant beaucoup plus court.

Ces deux chemins subissent un changement au niveau de la section n° 6 où tous deux aboutissent à une température d'homogénéisation plus basse, et de fait, une densité plus élevée.

On peut tenter de mettre en évidence à partir de la position des sections, l'influence des facteurs intrinsèques aux sections :

- facteur de forme des inclusions,
- facteur de position des inclusions dans le cristal lui-même.

#### b. Influence de la forme des inclusions dans quelques sections

- La section n° 2 se trouve au mur de la fente, là où il y a association quartz-calcite. Mais le nombre de mesures dans la calcite est trop faible pour être significatif. Les quelques mesures obtenues sont très dispersées et plutôt plus basses que celles fournies par le quartz (fig. 41). L'association quartz-calcite au mur de la fente implique-t-elle des conditions précoces de cristallisation ?

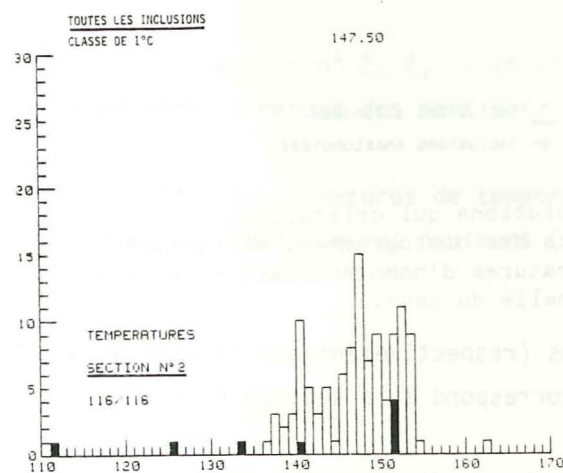


Figure 41. Histogramme des  $T_h$  mesurées dans la section n°2, sur toutes les inclusions fluides.  
en noir : mesures dans la calcite  
en blanc : mesures dans le quartz

En comparant avec les histogrammes des autres sections, il n'y a pas de différence très significative.

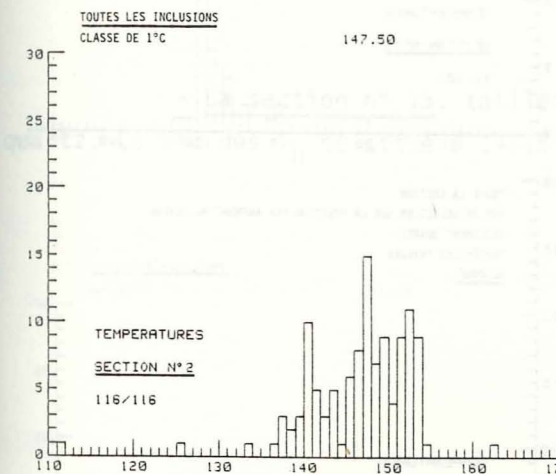
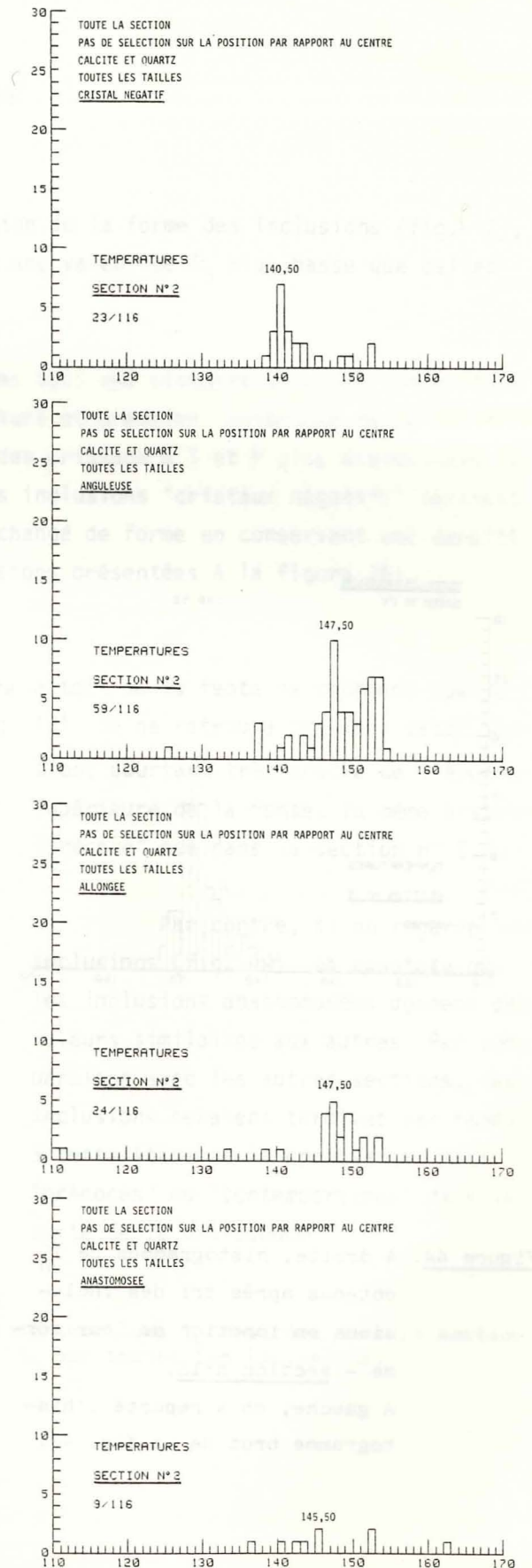


Figure 42. A droite, histogrammes de  $T_h$  obtenus après tri des inclusions en fonction de leur forme -section n°2.  
A gauche, on a reporté l'histogramme brut de la fig. 41.





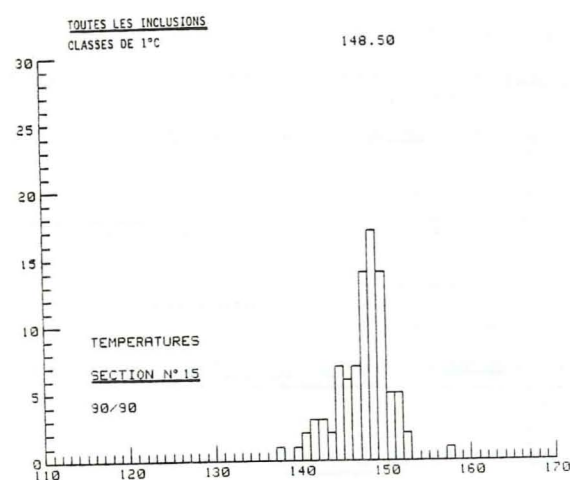
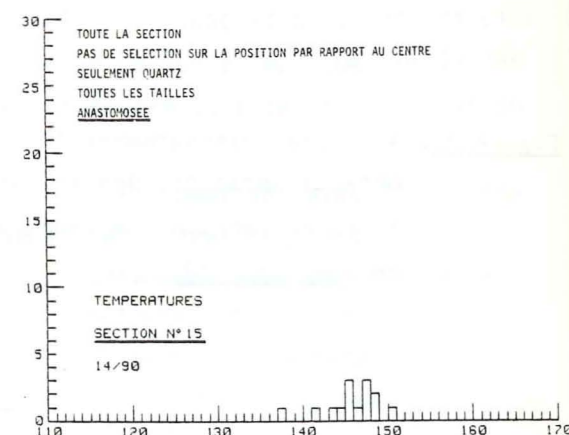
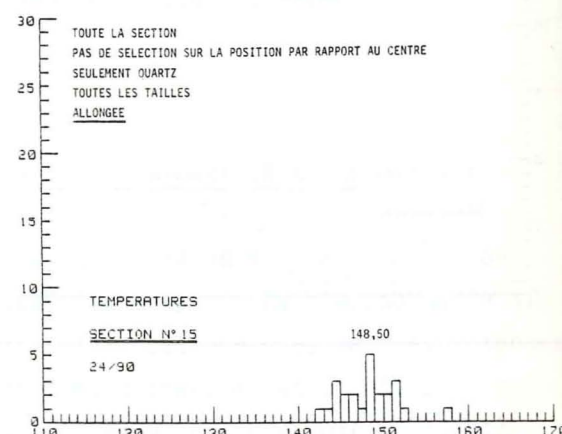
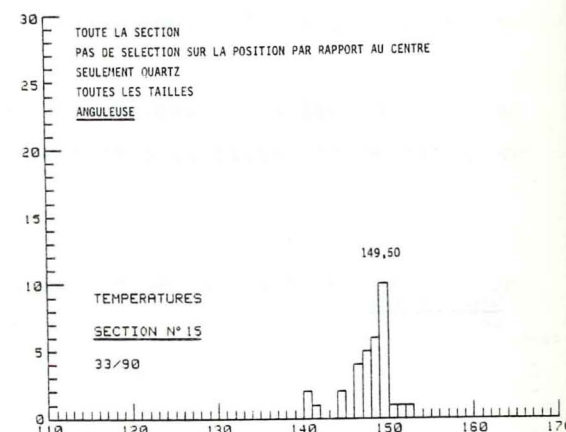
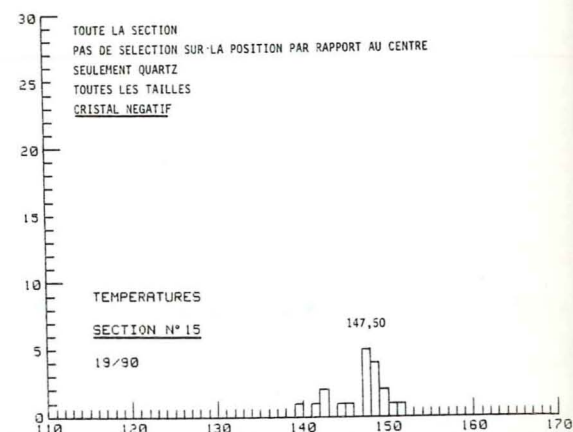


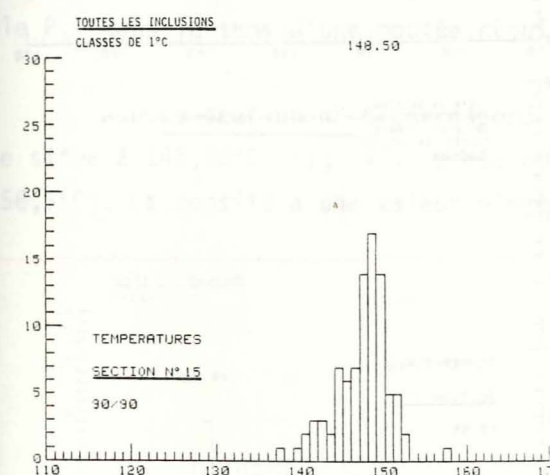
Figure 44. A droite, histogrammes de  $T_h$  obtenus après tri des inclusions en fonction de leur forme - section n°15. A gauche, on a reporté l'histogramme brut de la fig. 43.



Si l'on effectue un tri en fonction de la forme des inclusions (fig. 42), il apparaît que les "cristaux négatifs" donnent une valeur de  $T_h$  plus basse que celles trouvées pour les autres types d'inclusions.

Peut-être ces inclusions ont-elles subi une histoire pression-température complexe : avec un piégeage à basses température et pression (ouverture de la fente), puis un réchauffement lors de la croissance des cristaux à  $T$  et  $P$  plus élevées dans la partie centrale de la fente. Dans ce cas, ces inclusions "cristaux négatifs" seraient d'anciennes inclusions plus allongées ayant changé de forme en conservant une densité proche de la densité initiale (cas des inclusions présentées à la figure 16).

- La section n° 15, taillée contre le toit de la fente ne contient que du quartz. Le pic des  $T_h$  se situe à 148,5°C (fig. 43). On ne retrouve pas dans cette section, pourtant très proche de l'éponte supérieure de la fente, la même histoire "précoce" que dans la section n° 2.



Par contre, si on regarde les inclusions (fig. 44), on constate que les inclusions anastomosées donnent des valeurs similaires aux autres. Par comparaison avec les autres sections, ces inclusions seraient tardives par rapport à cette étape de la croissance, mais "précoces" ou "contemporaines" dans la suite de la croissance.

Figure 43. Histogramme des  $T_h$  mesurées dans la section n° 15, sur toutes les inclusions.



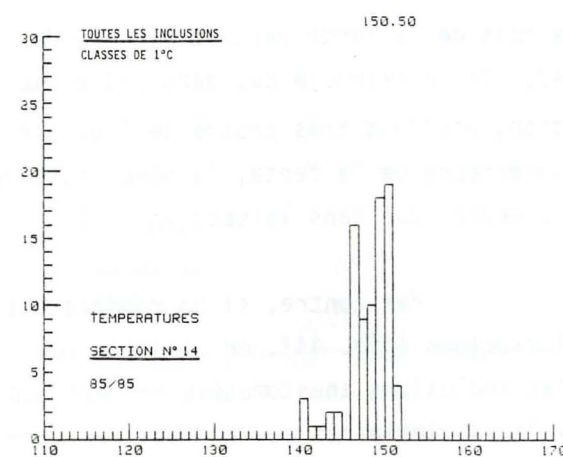
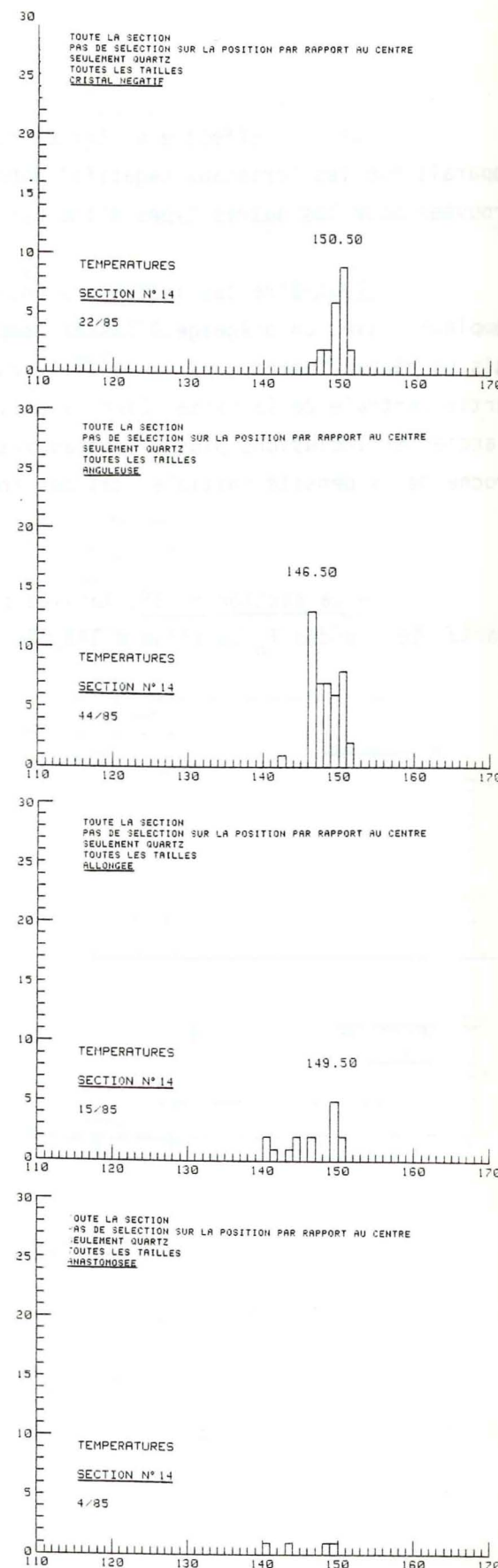


Figure 46. A droite, histogrammes de  $T_h$  obtenus après tri des inclusions en fonction de leur forme - section n°14. A gauche, on a reporté l'histogramme brut de la fig. 45.



- La section n° 14 serait l'équivalent de la section n° 2 de par sa position par rapport aux épontes. Le pic de l'histogramme se situe à 150,5°C, la densité est au moins aussi élevée que celle trouvée pour les sections n° 8 et 10 (fig. 45 et 46).

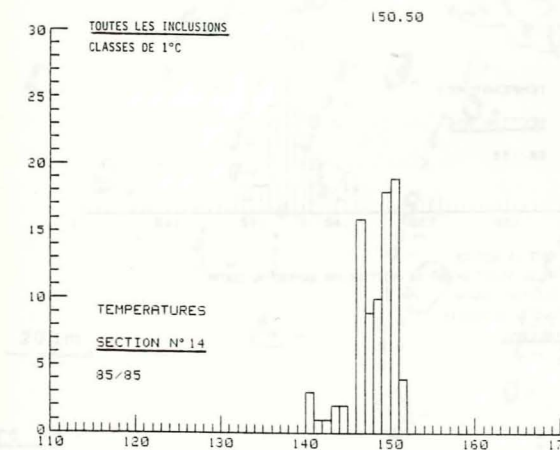
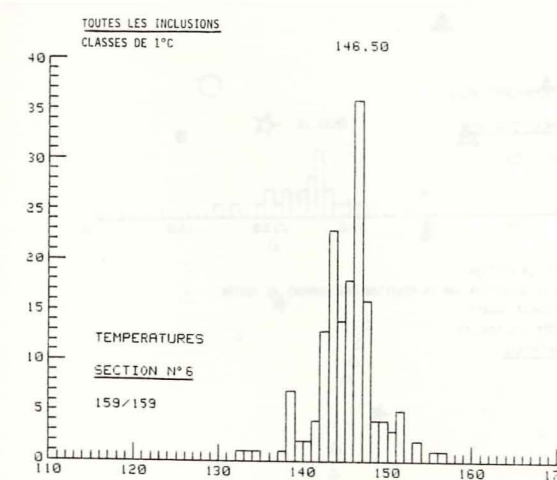


Figure 45. Histogramme des  $T_h$  mesurées dans la section 14, sur toutes les inclusions.

Entre les sections n° 15 et n° 8 d'une part, et n° 2 et n° 4 d'autre part, la densité décroît presque régulièrement et correspond donc ici à une évolution du couple P,T dans le sens d'une montée régulière de T ou une baisse de P.

- La section n° 6 correspond à la suture médiane (chapitre II). Le pic des  $T_h$  se situe à 146,50°C (fig. 47). L'étalement de l'histogramme est important (de 133,5°C à 156,5°C). La densité a une valeur élevée : 0,9275.

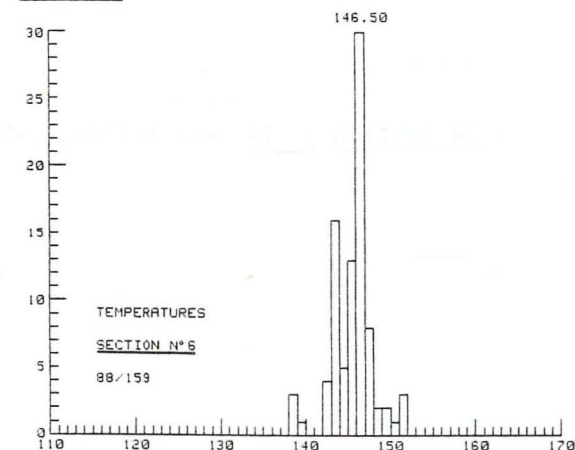


On devrait avoir ici, un épisode tardif de l'ouverture de la fente et a priori une densité plus faible se rapprochant de la valeur trouvée pour les sections n° 4 ou n° 8 (pour ces deux sections, l'étalement des  $T_h$  est faible et la densité quasi-équivalente à 0,923). Or, on ne retrouve rien de semblable, il semble y avoir eu une brusque variation de pression ou de température dans le sens d'une baisse de P et T.

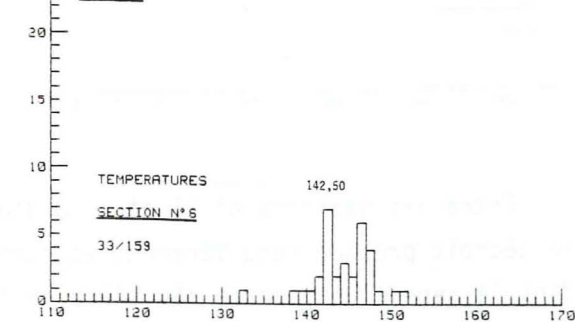
Figure 47. Histogramme des  $T_h$  mesurées dans la section n°6, sur toutes les inclusions.



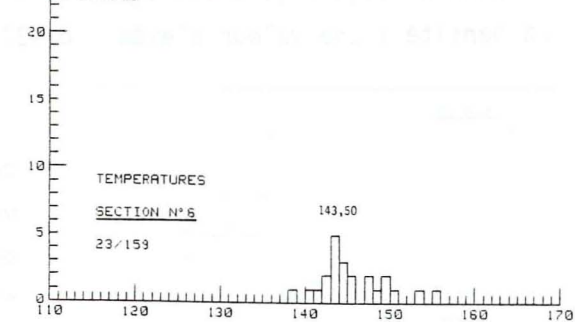
TOUTE LA SECTION  
PAS DE SÉLECTION SUR LA POSITION PAR RAPPORT AU CENTRE  
SEULEMENT QUARTZ  
TOUTES LES TAILLES  
CRISTAL NÉGATIF



TOUTE LA SECTION  
PAS DE SÉLECTION SUR LA POSITION PAR RAPPORT AU CENTRE  
SEULEMENT QUARTZ  
TOUTES LES TAILLES  
ANGULEUSE



TOUTE LA SECTION  
PAS DE SÉLECTION SUR LA POSITION PAR RAPPORT AU CENTRE  
SEULEMENT QUARTZ  
TOUTES LES TAILLES  
ALLONGÉE



TOUTE LA SECTION  
PAS DE SÉLECTION SUR LA POSITION PAR RAPPORT AU CENTRE  
SEULEMENT QUARTZ  
TOUTES LES TAILLES  
ANASTOMOSÉE

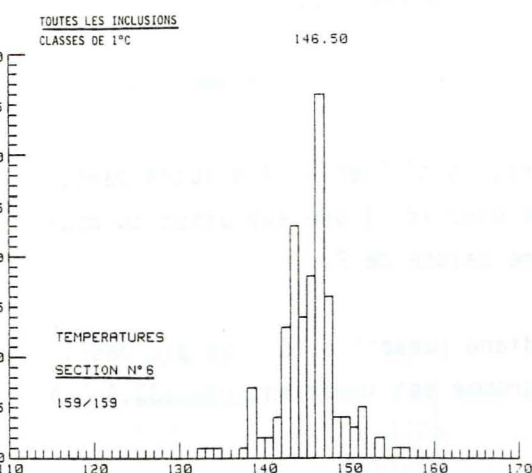
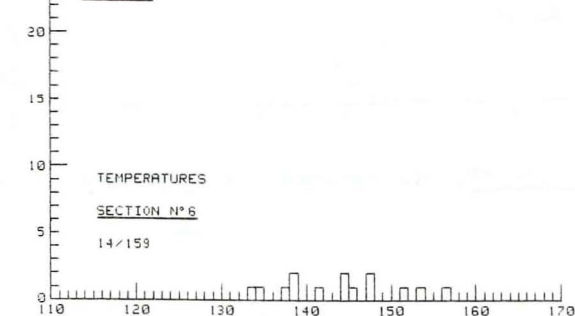


Figure 48. A droite, histogrammes de  $T_h$  obtenus après tri des inclusions en fonction de leur forme - section n°6. A gauche, on a reporté l'histogramme brut de la fig. 47.

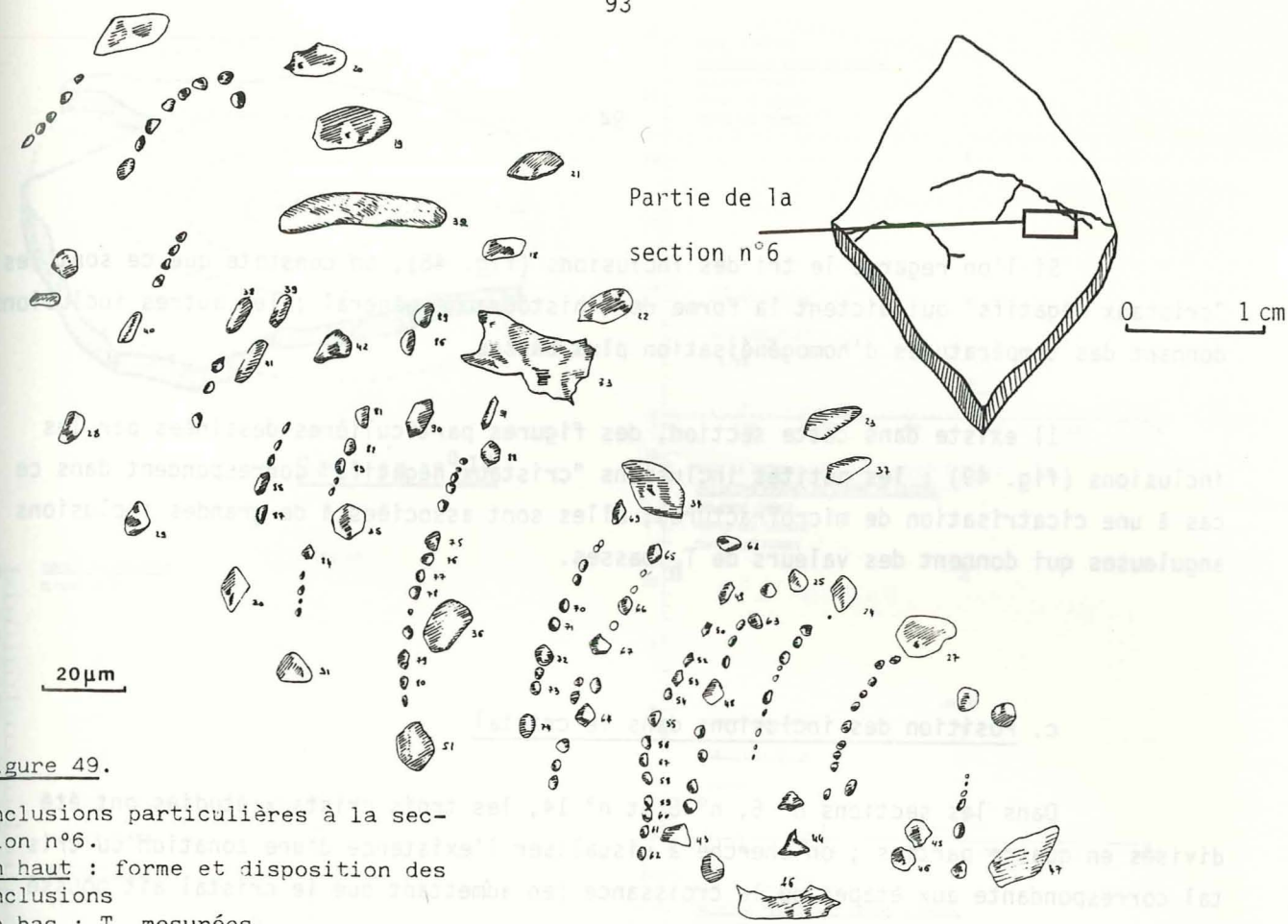
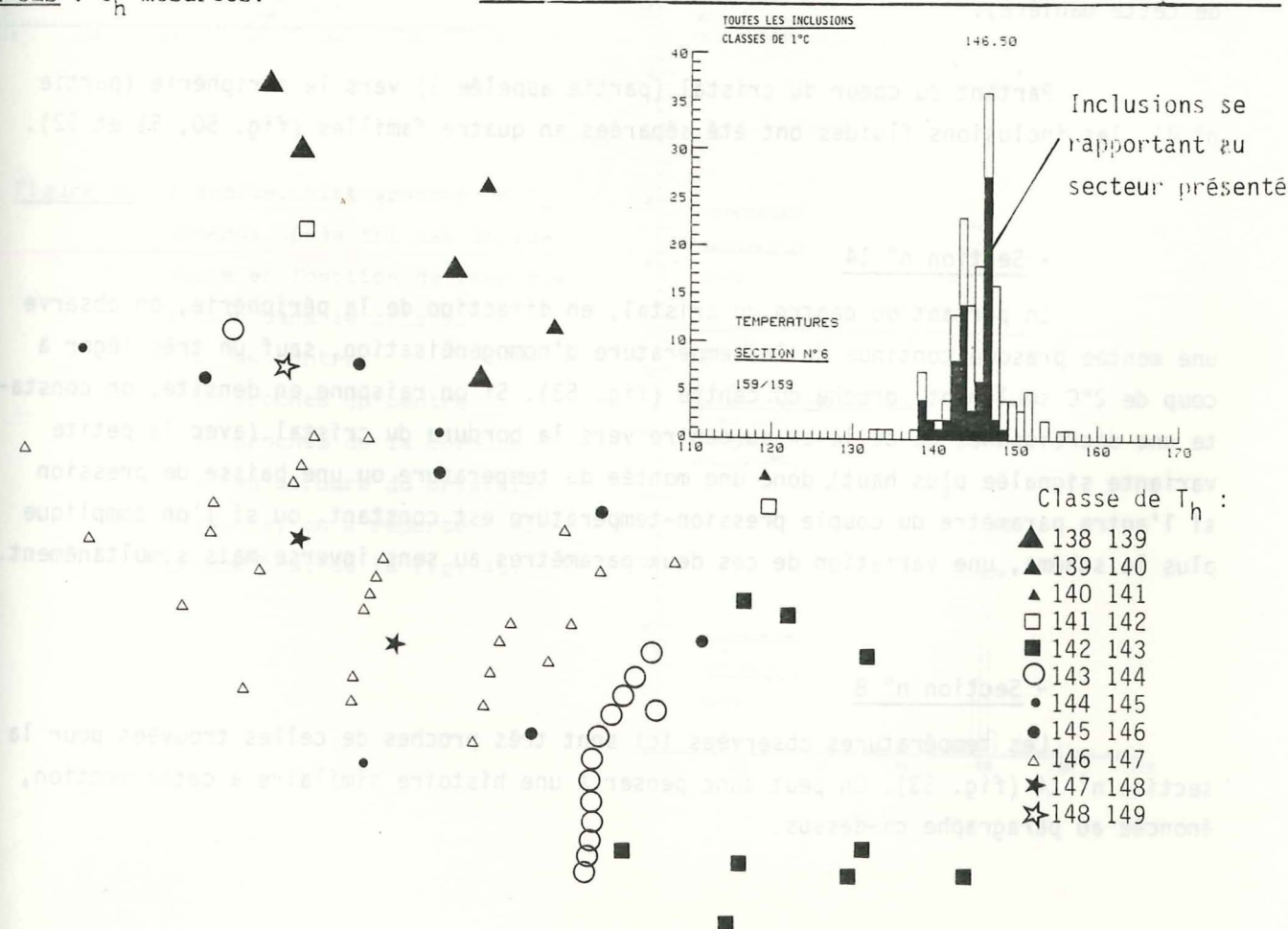


Figure 49.

Inclusions particulières à la section n°6.  
en haut : forme et disposition des inclusions  
en bas :  $T_h$  mesurées.





Si l'on regarde le tri des inclusions (fig. 48), on constate que ce sont les "cristaux négatifs" qui dictent la forme de l'histogramme général ; les autres inclusions donnant des températures d'homogénéisation plus basses.

Il existe dans cette section, des figures particulières dessinées par les inclusions (fig. 49) : les petites inclusions "cristaux négatifs" correspondent dans ce cas à une cicatrisation de microfractures, elles sont associées à de grandes inclusions anguleuses qui donnent des valeurs de  $T_h$  basses.

### c. Position des inclusions dans le cristal

Dans les sections n° 6, n° 8 et n° 14, les trois cristaux étudiés ont été divisés en quatre parties ; on cherche à visualiser l'existence d'une zonation du cristal correspondante aux étapes de la croissance (en admettant que le cristal ait poussé de cette manière).

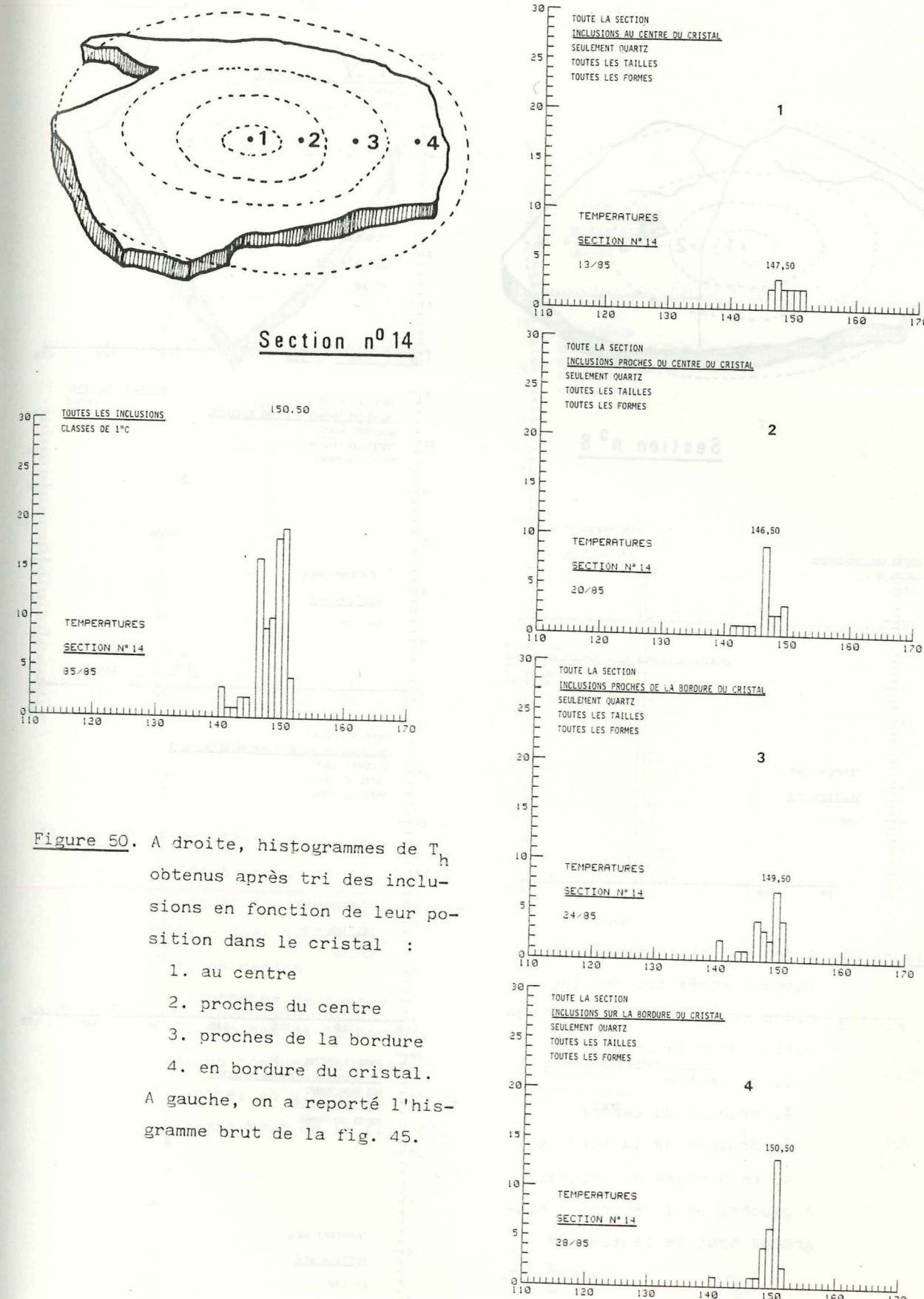
Partant du coeur du cristal (partie appelée 1) vers la périphérie (partie n° 4), les inclusions fluides ont été séparées en quatre familles (fig. 50, 51 et 52).

#### - Section n° 14

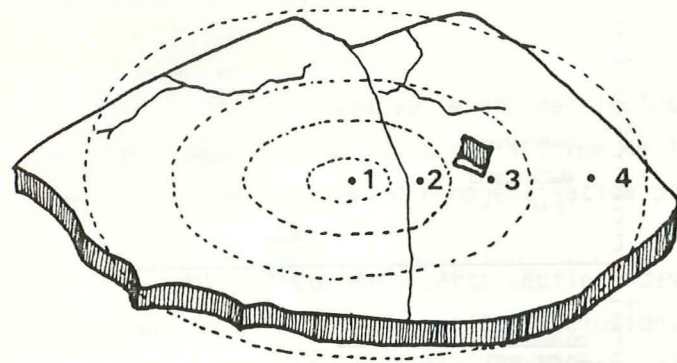
En partant du centre du cristal, en direction de la périphérie, on observe une montée presque continue de la température d'homogénéisation, sauf un très léger à coup de 2°C seulement, proche du centre (fig. 53). Si on raisonne en densité, on constate une décroissance de celle-ci du centre vers la bordure du cristal (avec la petite variante signalée plus haut), donc une montée de température ou une baisse de pression si l'autre paramètre du couple pression-température est constant, ou si l'on complique plus le schéma, une variation de ces deux paramètres au sens inverse mais simultanément.

#### - Section n° 8

Les températures observées ici sont très proches de celles trouvées pour la section n° 14 (fig. 53). On peut donc penser à une histoire similaire à cette section, énoncée au paragraphe ci-dessus.







Section n° 8

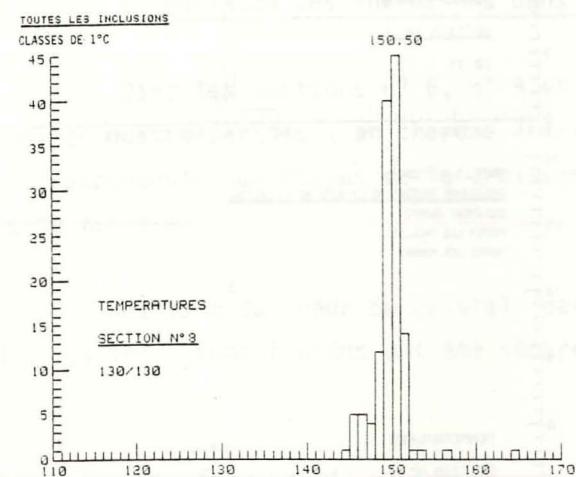
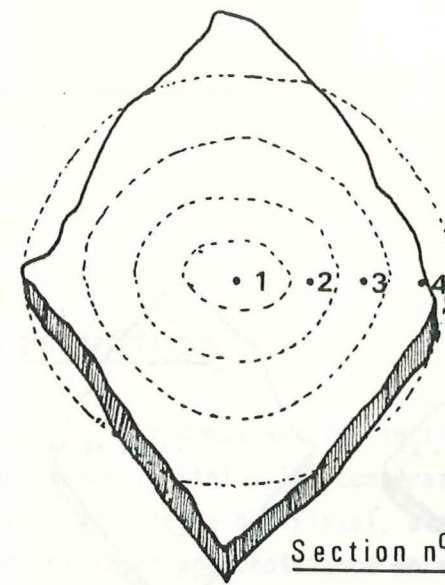
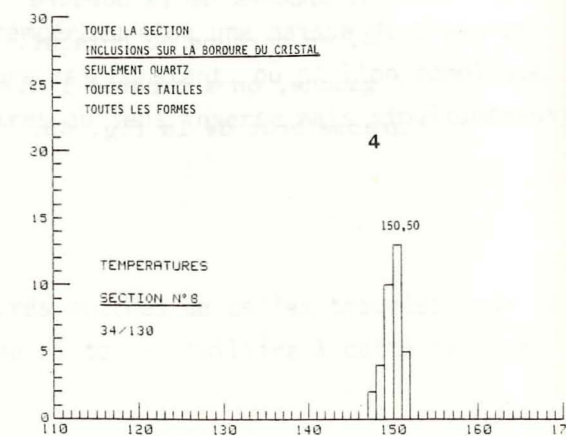
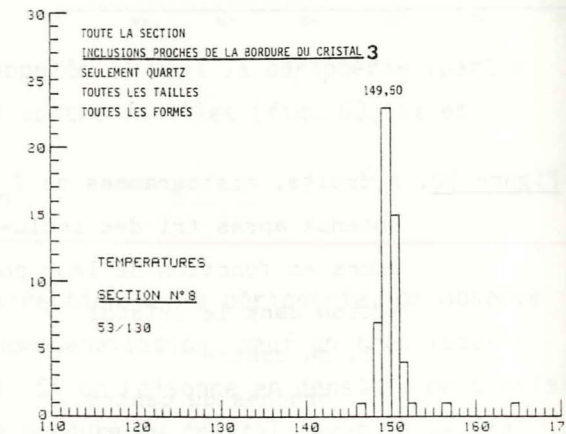
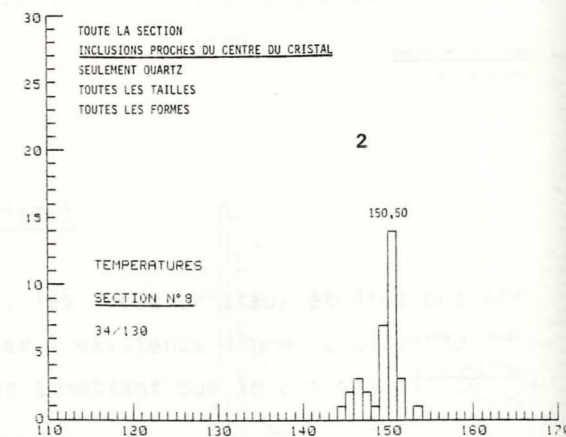
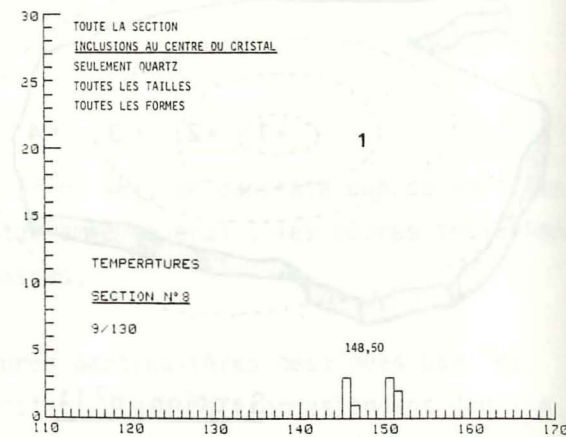


Figure 51. A droite, histogrammes de  $T_h$  obtenus après tri des inclusions en fonction de leur position dans le cristal :

1. au centre
2. proches du centre
3. proches de la bordure
4. en bordure du cristal.

A gauche, on a reporté l'histogramme brut de la fig. 39.



Section n° 6

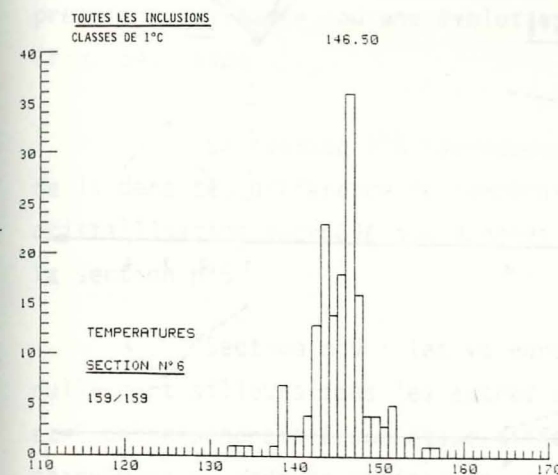
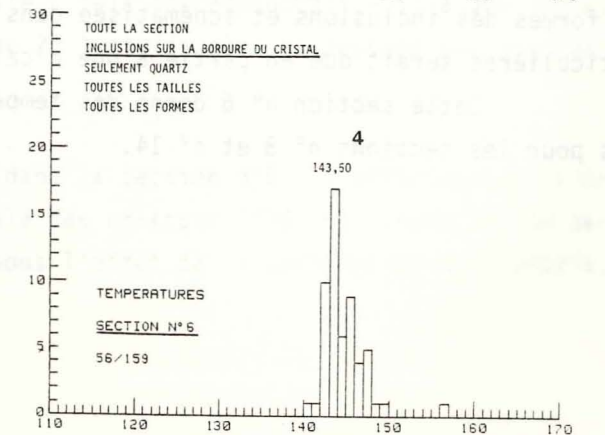
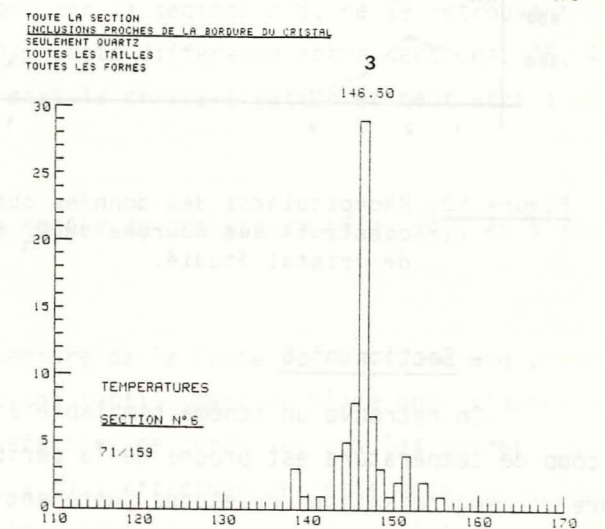
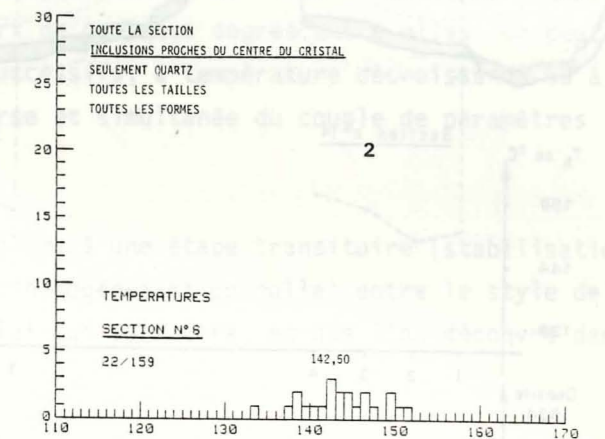
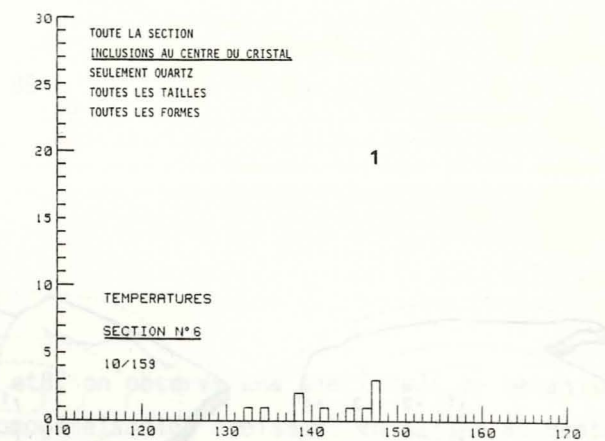


Figure 52. A droite, histogrammes de  $T_h$  obtenus après tri des inclusions en fonction de leur position dans le cristal :

1. au centre
2. proches du centre
3. proches de la bordure
4. en bordure du cristal.

A gauche, on a reporté l'histogramme brut de la fig. 47.





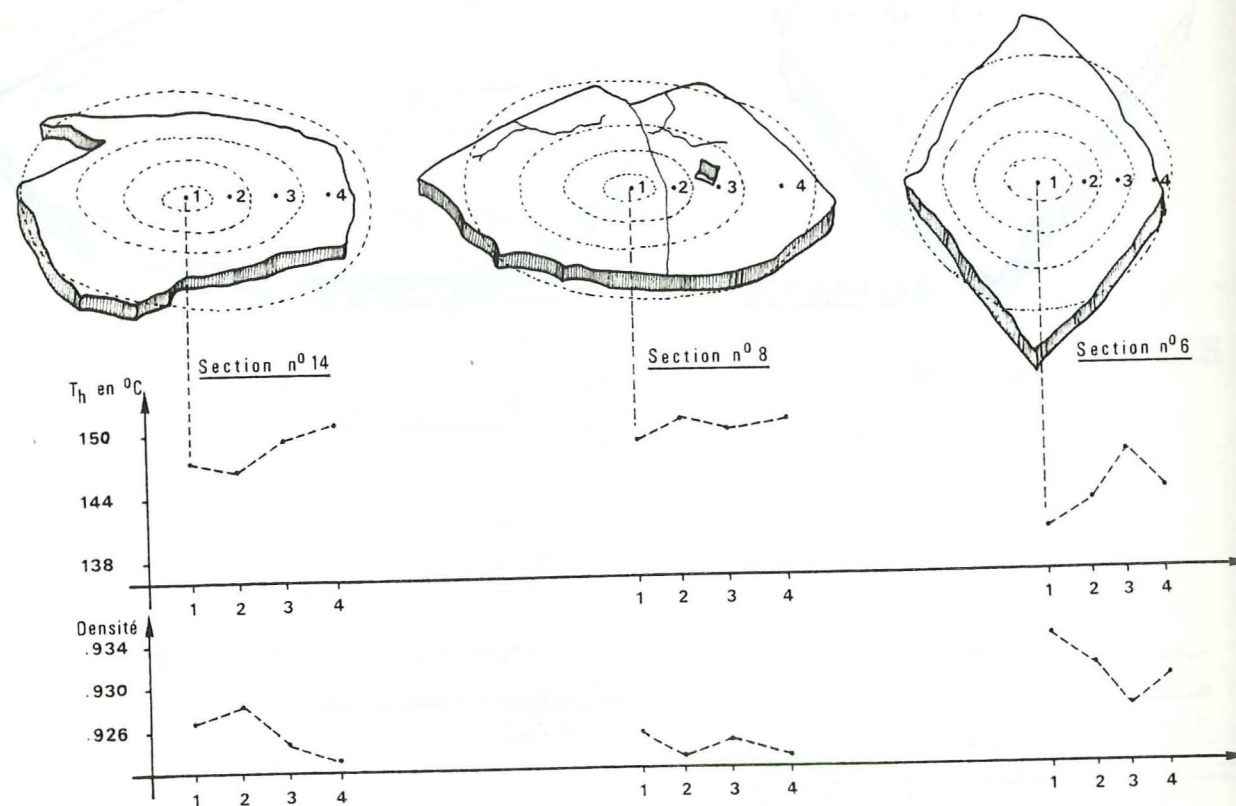


Figure 53. Récapitulatif des données obtenues d'après les histogrammes; on a construit des courbes de  $T_h$  et de densité en fonction du secteur de cristal étudié.

#### - Section n° 6

On retrouve un schéma semblable à celui de la section n° 14 mais toutefois, l'à coup de température est proche de la périphérie. Cette brusque variation de température d'homogénéisation correspond justement à la zone décrite au paragraphe relatif aux formes des inclusions et schématisée dans la figure 49; cette zone d'inclusions particulières serait due en partie à une cicatrisation de microfractures.

Cette section n° 6 donne des températures plutôt plus basses que celles notées pour les sections n° 8 et n° 14.

#### V - INTERPRETATION

En comparant les sections n°14 et 8, on observe une similitude de mécanisme pour chaque cristal: les températures d'homogénéisation croissent en allant du centre vers la périphérie du cristal, avec un écart de quelques degrés entre elles. On peut donc envisager une croissance en anneaux successifs, à température décroissante ou à pression croissante, ou une évolution réverse et simultanée du couple de paramètres (fig. 54, stade 1).

La section n°8 correspondrait alors à une étape transitoire (stabilisation de la densité, différence de températures d'homogénéisation nulle) entre le style de cristallisation retrouvé aux épontes et celui qui va suivre, et que l'on découvre dans la section n°6.

Section n°6: les valeurs données par la section n°6, ne se retrouvent nulle part ailleurs dans les autres sections. Cette différence entre sections n°8, 14 et 6 correspondrait à une étape différente dans la cristallisation et peut être à un changement du mode de croissance.

On peut essayer de construire un modèle de croissance (fig. 54), en s'aidant des résultats énoncés ci-dessus.

Dans les premiers temps de l'ouverture de la fente, on envisage une croissance en anneaux successifs où les cristaux ont suffisamment de place pour s'accroître horizontalement et verticalement dans la fente sans se gêner les uns les autres; jusqu'à la hauteur de la section n°8, la croissance a pu s'effectuer selon ce mode, puis la densité du fluide reflète une certaine stabilité: cela correspondrait-il à une fermeture des espaces libres entre les cristaux (stade 2)? et une gêne du passage des fluides nécessaires à la croissance des cristaux?

Enfin, le stade suivant imprimé dans la section n°6, s'effectuerait selon une croissance réservée à la partie sommitale des cristaux (fig. 54, stade 3), les parties en contact commençant à se dissoudre sous l'effet de la contraction horizontale, car les cristaux sont jointifs.



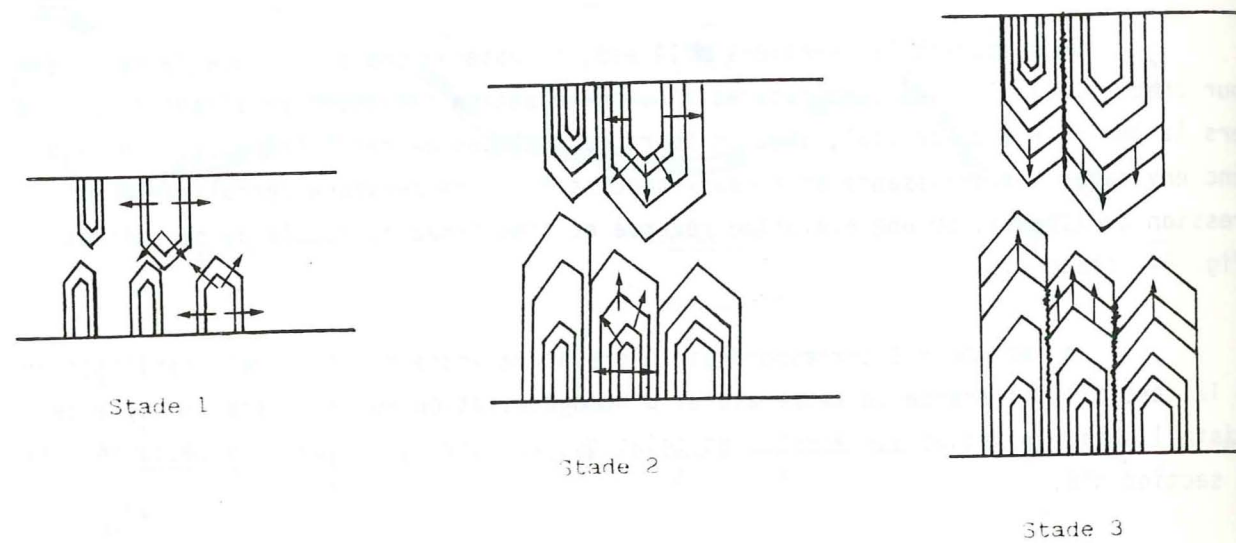


Figure 54. Schéma d'une cristallisation possible dans la fente étudiée.  
 Stade 1 : croissance des cristaux en anneaux successifs,  
 Stade 2 : blocage de la croissance dans le sens horizontal,  
 Stade 3 : la croissance continue dans le sens vertical, par  
 accroissement de la partie sommitale; les parties  
 en contact commencent à se dissoudre sous l'effet  
 de la contraction horizontale (cristaux jointifs).

### C - CAS COMPLEXE

Dans des associations de fissures tectoniques plus complexes qu'une simple fente d'extension, il est possible qu'il y ait une distribution non homogène des valeurs de la pression fluide.

Dans l'espoir de mettre en évidence l'existence de ces éventuelles variations locales de pression fluide, on a étudié les fluides piégés dans des intertrunçons de bélemnites inégalement déformées dans les deux flancs d'un pli isoclinal déversé (recherche de corrélations éventuelles entre pression fluide locale, valeur de l'étirement marqué par la bélemnite et position dans le pli).

### I - GEOLOGIE-TECTONIQUE

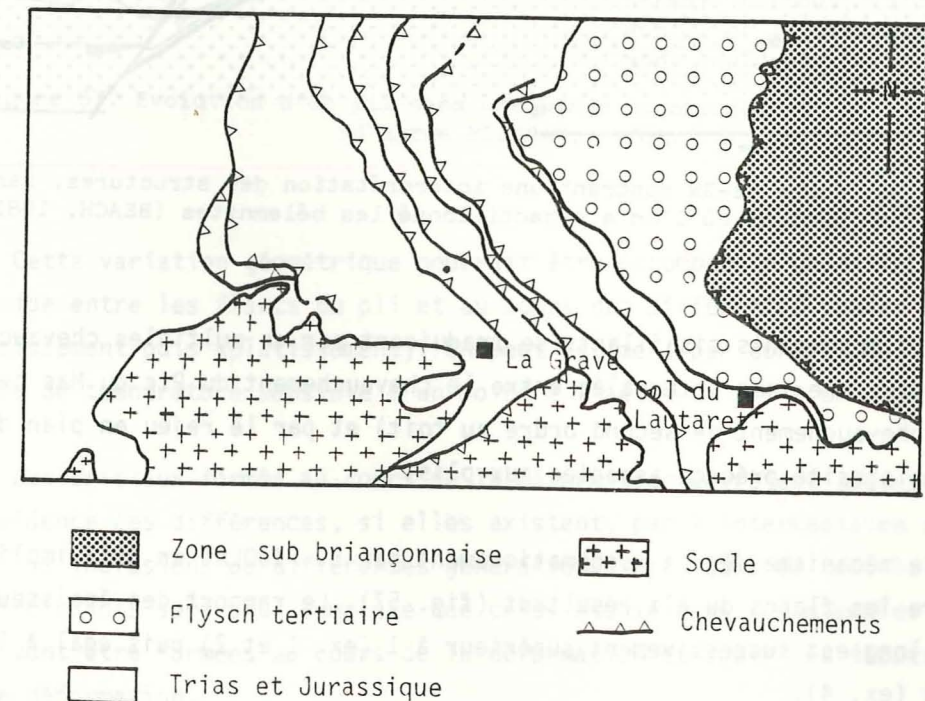


Figure 55. Schéma structural des environs de La Grave (d'après BEACH, 1979).



Le pli échantillonné (coordonnées Lambert X = 314,95 m, Y = 910.88 m et Z = 2010 m, feuille IGN La Grave n° 6) se situe à 600 m à l'ENE du Rivet du Pied, dans la partie dauphinoise de la couverture jurassico-liasique du Nord Pelvoux, recouverte à l'est par le flysch nummulitique des Aiguilles d'Arves (figure n° 55 d'après schéma structural carte 1/50 000).

A cet endroit, le Lias est formé d'une alternance pluridécimétrique de lits de calcaires et de marnes. Il est plissé en un synclinal décamétrique déversé vers l'ouest. Comme les autres plis de ce secteur, il est intégré à des chevauchements imbriqués en direction de l'ouest, c'est-à-dire dans un grand cisaillement général d'est en ouest qui affecte toute la couverture (BEACH, 1981).

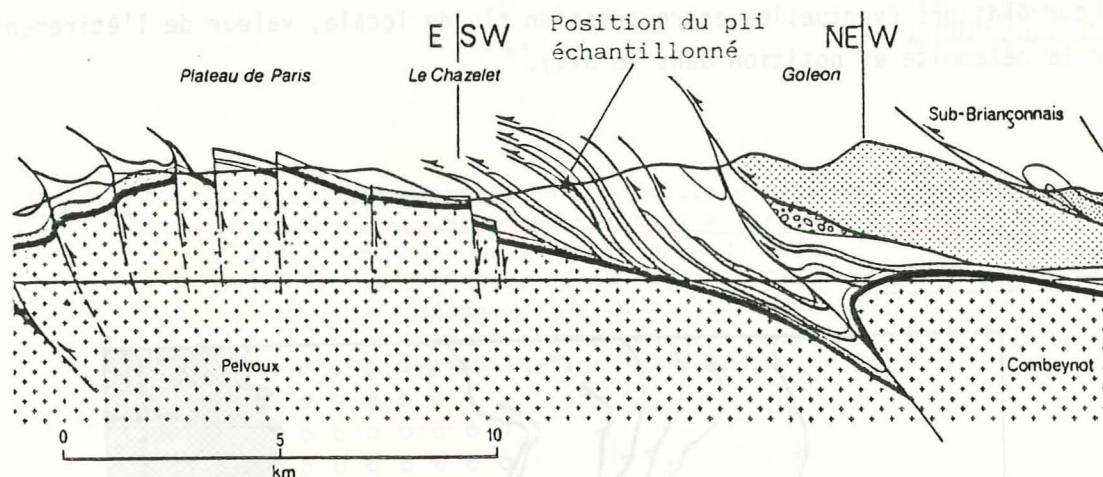


Figure 56. Coupe NE-SW montrant une interprétation des structures, dans le secteur où l'on a échantillonné les bélemnites (BEACH, 1981).

Ces mouvements cisailants se traduisent par de multiples chevauchements (le pli se situe dans une lame intercalée entre le chevauchement du Pic du Mas de La Grave au mur et un chevauchement de second ordre au toit) et par le rejeu en plan de glissement de la schistosité précoce associée aux plis.

Ce mécanisme décrit schématiquement par B. PIJOLAT en 1978 implique une dissymétrie entre les flancs du pli résultant (fig. 57). Le rapport des épaisseurs du flanc court/flanc long est successivement supérieur à 1 (ex. 1 et 2) puis égal à 1 (ex. 3) et inférieur à 1 (ex. 4).

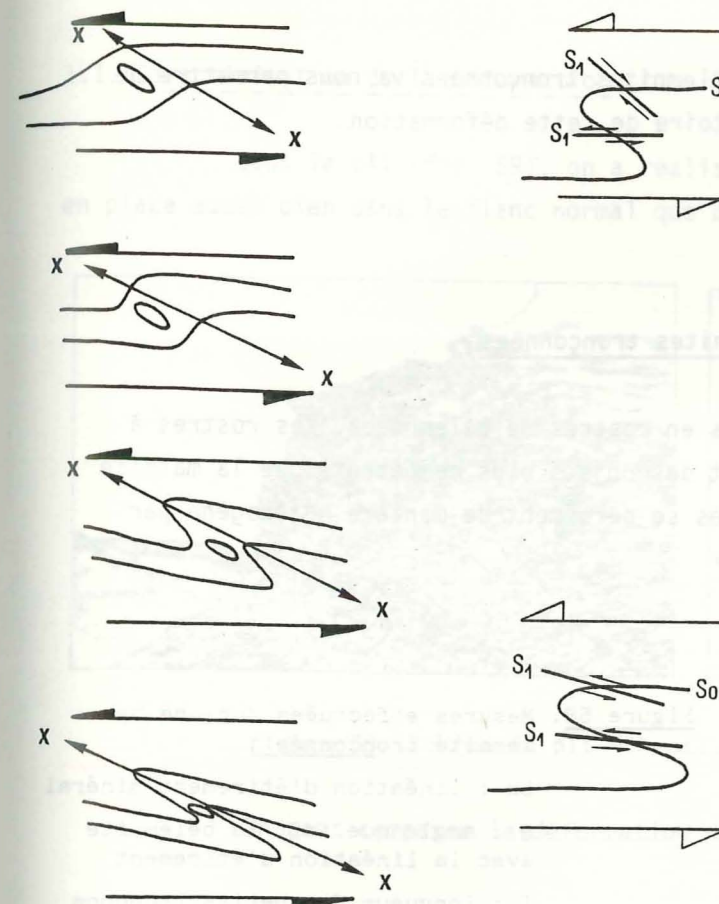


Figure 57. Evolution d'un pli dans une bande de plissement (d'après PIJOLAT, 1978).

1. L'angle flanc long-plan axial est très inférieur à l'angle flanc court-plan axial. Le flanc court est en régime d'épaississement de la couche; le flanc long subit partiellement cet épaississement dans la région proche de la charnière.

Sur le flanc normal, le cisaillement sur S1 est antagoniste au cisaillement général; sur le flanc inverse, le cisaillement est conforme au cisaillement général.

2. Situation limite : le flanc court est perpendiculaire à la direction d'extension maximale X, son épaississement est maximal.

3. Le flanc court passe en régime d'amincissement, l'angle flanc court-plan axial se rapproche de l'angle flanc long-plan axial.

4. Flanc court et flanc long sont symétriques par rapport au plan axial.

Il y a changement de régime du cisaillement sur S1 dans le flanc normal; partout, le cisaillement sur S1 et le cisaillement général sont conformes.

Cette variation géométrique pourrait être accompagnée de différences de pression fluide entre les flancs du pli et au cours des différentes phases de déformation (épaississement puis aplatissage). On peut estimer, par contre, qu'il n'y a pas de différence de température sensible d'un point à l'autre du pli à un instant donné.

Les cristaux formés au cours de la déformation devraient nous permettre de mettre en évidence ces différences, si elles existent, par l'intermédiaire des fluides piégés dans les inclusions de différentes générations. Mais dans ce cas, le chemin suivi par les inclusions sera plus complexe que celui étudié dans les exemples précédents : les cavités vont être formées au cours de la déformation et subir les étapes successives de cette déformation.



La mesure de l'extension des bélemnites tronçonnées va nous permettre de caractériser la déformation finie et l'histoire de cette déformation.

### 1. Marqueurs de la déformation : les bélemnites tronçonnées

Les niveaux du Lias sont riches en rostrés de bélemnites. Ces rostrés à structure radiale aragonitique, constituent des objets plus compétents que la matrice de calcaire argileux qui les englobe ; elles se déforment de manière hétérogène par ruptures (tronçonnement) et extension.

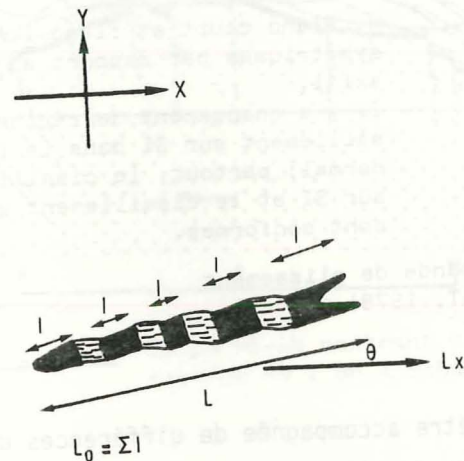


Figure 58. Mesures effectuées sur une bélemnite tronçonnée :

$L_x$  : linéation d'étirement minéral

$\theta$  : angle que fait la bélemnite avec la linéation d'étirement

$l$  : longueur des petits tronçons

$L$  : longueur totale de la bélemnite

$XY$  : caractéristiques de la déformée  
(d'après RAMSAY, 1967).

Dans l'étirement, elles se fragmentent en tronçons de longueurs inégales ; les intertronçons eux-mêmes de longueurs inégales, montrent un remplissage de calcite et de quartz mis en place progressivement tout au long de la déformation.

### 1.1. Caractérisation de la déformation

Dans le pli (fig. 59), on a réalisé une série de mesures sur des bélemnites en place aussi bien dans le flanc normal que dans le flanc inverse.

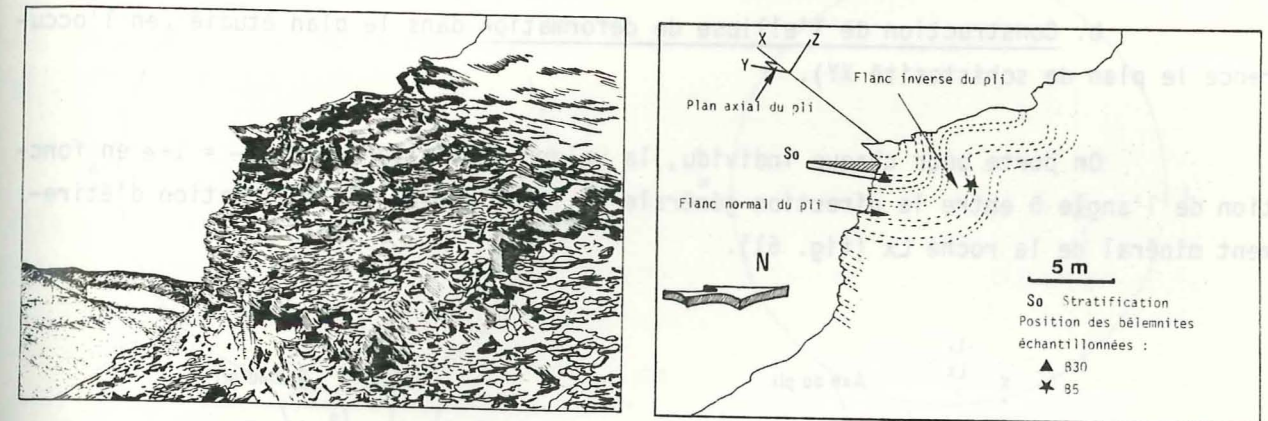


Figure 59. Schéma du pli échantillonné.

On peut comparer la déformation dans les deux flancs du pli :

a. mesure de l'orientation  $L_1$  des bélemnites par rapport à la linéation d'étirement  $L_x$  du pli (angle que fait la bélemnite avec la linéation d'étirement  $L_x$ ).

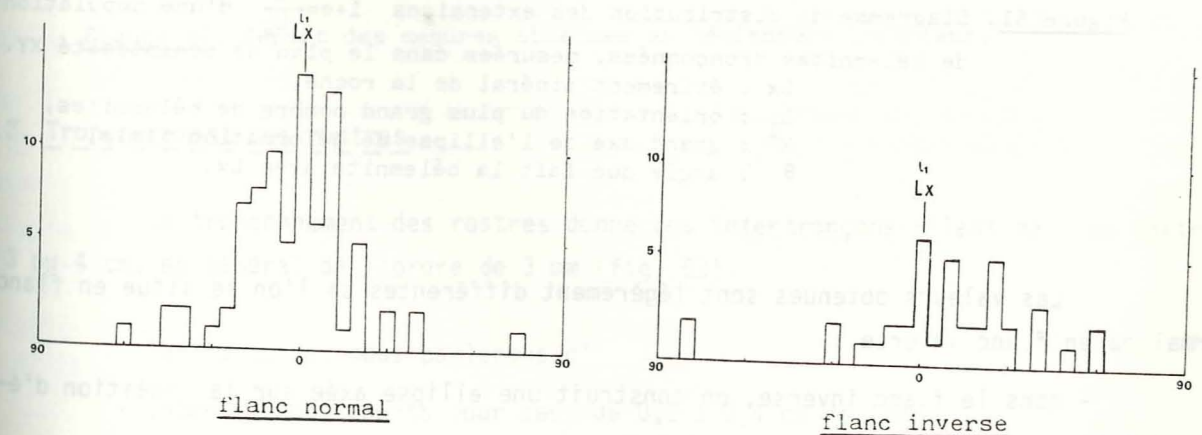


Figure 60. Diagramme montrant l'orientation du plus grand nombre de bélemnites  $L_1$  par rapport à la linéation d'étirement  $L_x$ .



Que l'on soit en flanc normal ou en flanc inverse,  $L_1$  est centré sur la linéation d'étirement  $L_x$  (fig. 60).

b. Construction de l'ellipse de déformation dans le plan étudié (en l'occurrence le plan de schistosité XY).

On porte pour chaque individu, la valeur de l'allongement  $\frac{L}{L_0} = 1+e$  en fonction de l'angle  $\theta$  entre la direction générale de la bélemnite et la linéation d'étirement minéral de la roche  $L_x$  (fig. 61).

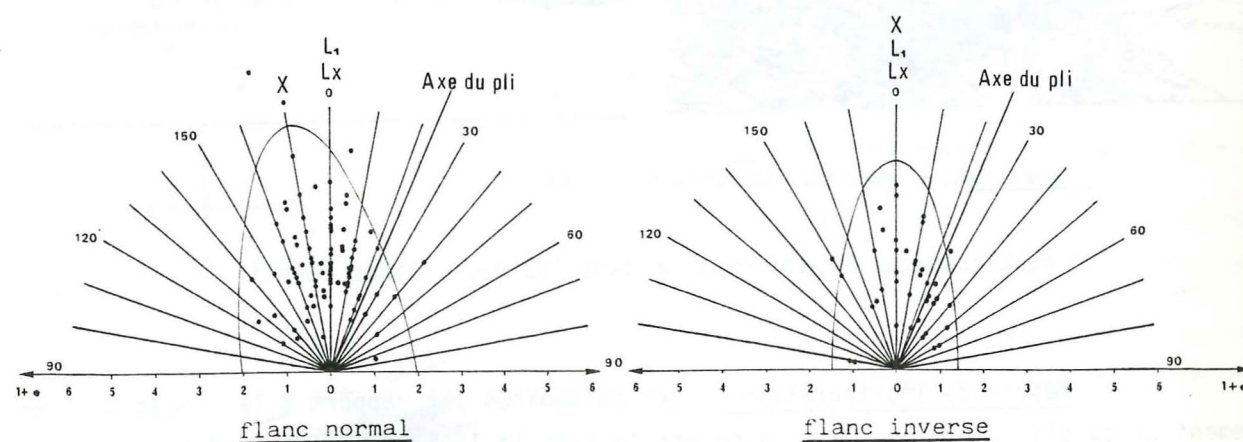


Figure 61. Diagramme de distribution des extensions  $1+e = \frac{L}{L_0}$  d'une population de bélemnites tronçonnées, mesurées dans le plan de schistosité XY.

$L_x$  : étirement minéral de la roche,  
 $L_1$  : orientation du plus grand nombre de bélemnites,  
 $X^1$  : grand axe de l'ellipse de déformation finie,  
 $\theta$  : angle que fait la bélemnite avec  $L_x$ .

Les valeurs obtenues sont légèrement différentes si l'on se situe en flanc normal ou en flanc inverse :

- dans le flanc inverse, on construit une ellipse axée sur la linéation d'étirement  $L_x$ ,
- dans le flanc normal, l'axe de l'ellipse construite est décalé de quelques degrés par rapport à la linéation d'étirement  $L_x$ .

La réorientation par plissement sur XY est donc plus marquée dans le flanc inverse où elle est totale, que dans le flanc normal où elle est inachevée (fig. 62).

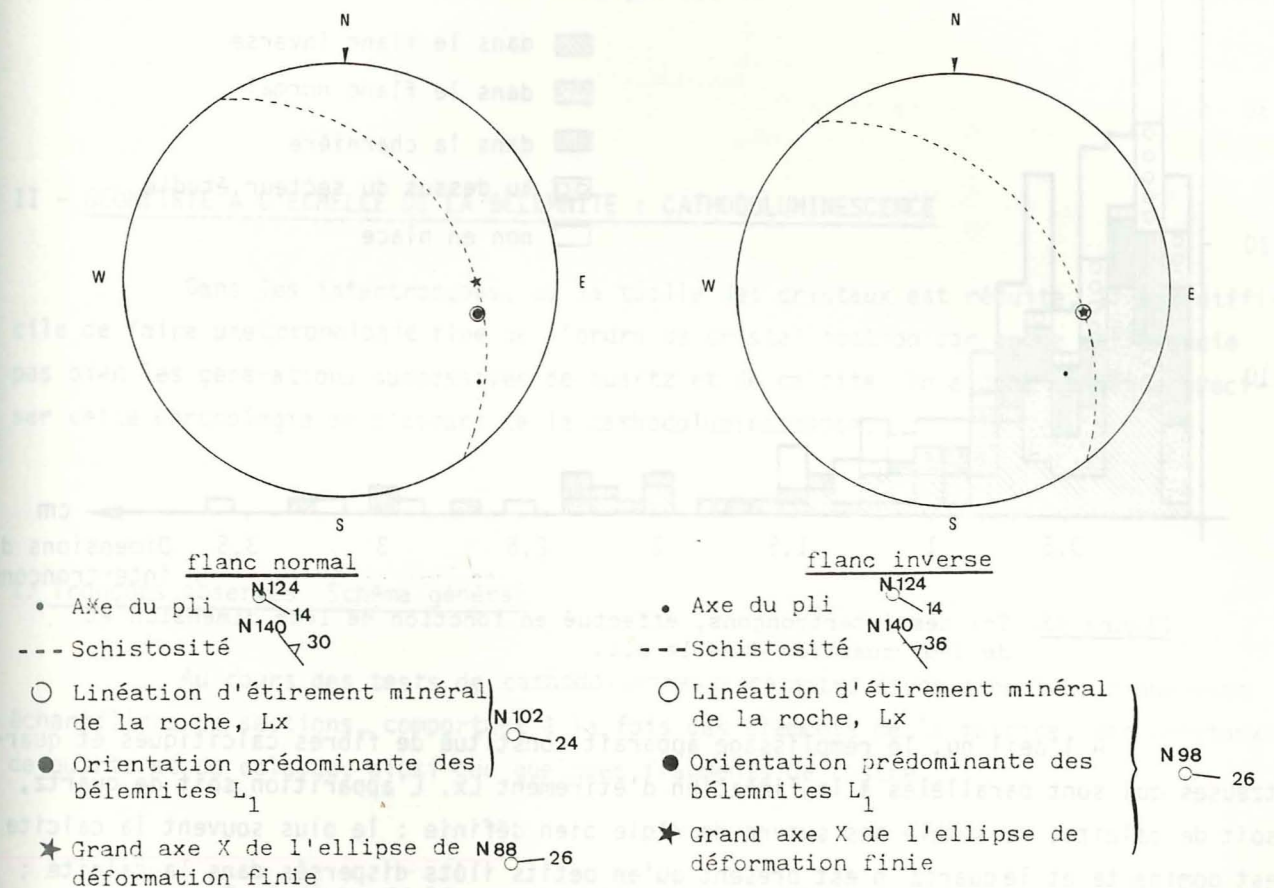


Figure 62. Report des mesures obtenues en hémisphère inférieure.

## 1.2. Tronçonnement des rostres

Le tronçonnement des rostres donne des intertronçons allant de 1 mm environ à 3 ou 4 cm, en général de l'ordre de 3 mm (fig. 63).

Par la suite, nous parlerons d'

- intertronçons courts pour ceux de 0,1 à 0,4 cm de long
- intertronçons moyens pour ceux de 0,4 à 1,5 cm de long
- intertronçons longs pour ceux de 1,5 à 4 cm de long.



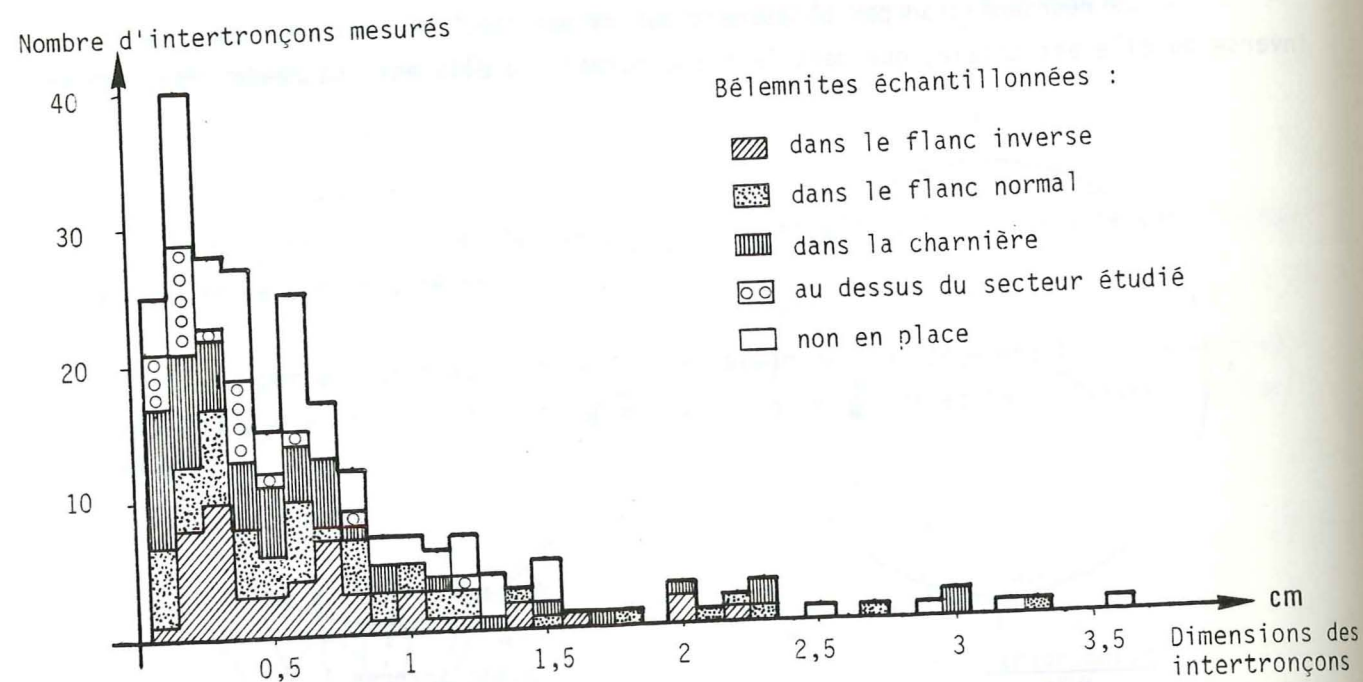


Figure 63. Tri des intertrons, effectué en fonction de leur dimension et de leur position dans le pli.

A l'oeil nu, le remplissage apparaît constitué de fibres calcitiques et quartzes qui sont parallèles à la linéation d'étirement  $L_x$ . L'apparition soit de quartz, soit de calcite, ne semble pas suivre de règle bien définie : le plus souvent la calcite est dominante et le quartz n'est présent qu'en petits îlots dispersés dans la calcite ; mais dans de rares cas, il constitue la majorité du remplissage.

Les fibres du remplissage sont très fines, plus ou moins tortueuses ; il est donc difficile de les suivre en lame mince sur toute leur longueur..

Dans les coupes taillées parallèlement à l'axe  $X$  (fig. 67), les fibres de calcite semblent avoir poussé en cristaux étirés (nomenclature DURNÉY et RAMSAY, 1973), tandis que les cristaux de quartz auraient rempli des minigéodes apparues au cours de l'étirement des fibres déjà formées (géométrie analogue à celle observée dans l'étirement des métaux par striction).

Pour des raisons pratiques, la plupart des études ont été faites sur des coupes perpendiculaires à l'étirement de la bélemnite (fig. 64 et 65) :

- 5 à 6 coupes dans les intertrons longs
- 2 à 3 coupes dans les intertrons moyens
- 1 coupe dans l'intertron court.

## II - GEOMETRIE A L'ECHELLE DE LA BELEMNITE : CATHODOLUMINESCENCE

Dans les intertrons, où la taille des cristaux est réduite, il est difficile de faire une chronologie fine de l'ordre de cristallisation car on ne différencie pas bien les générations successives de quartz et de calcite. On a donc tenté de préciser cette chronologie en s'aidant de la cathodoluminescence.

### 1. Tronçons observés. Schéma général

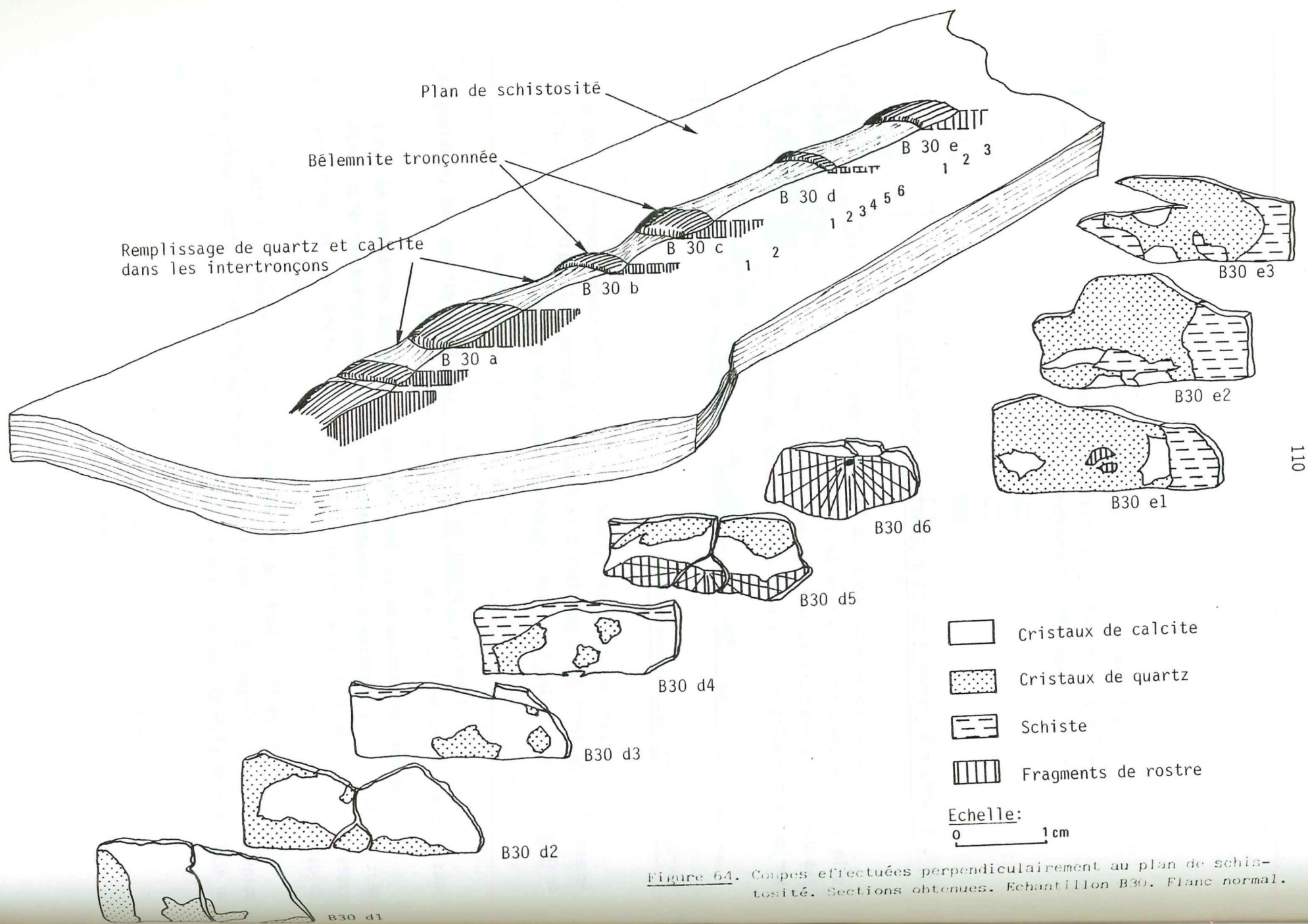
Au cours des tests de cathodoluminescence, notre étude a porté sur quelques échantillons de sections, comportant à la fois des éléments de la matrice, des cristaux de quartz et de calcite, ainsi que quelques fragments de rostre.

a. Tout d'abord, l'examen de la matrice schisteuse qui englobe la bélemnite nous a permis de faire trois types de distinction (fig. 66, 67) :

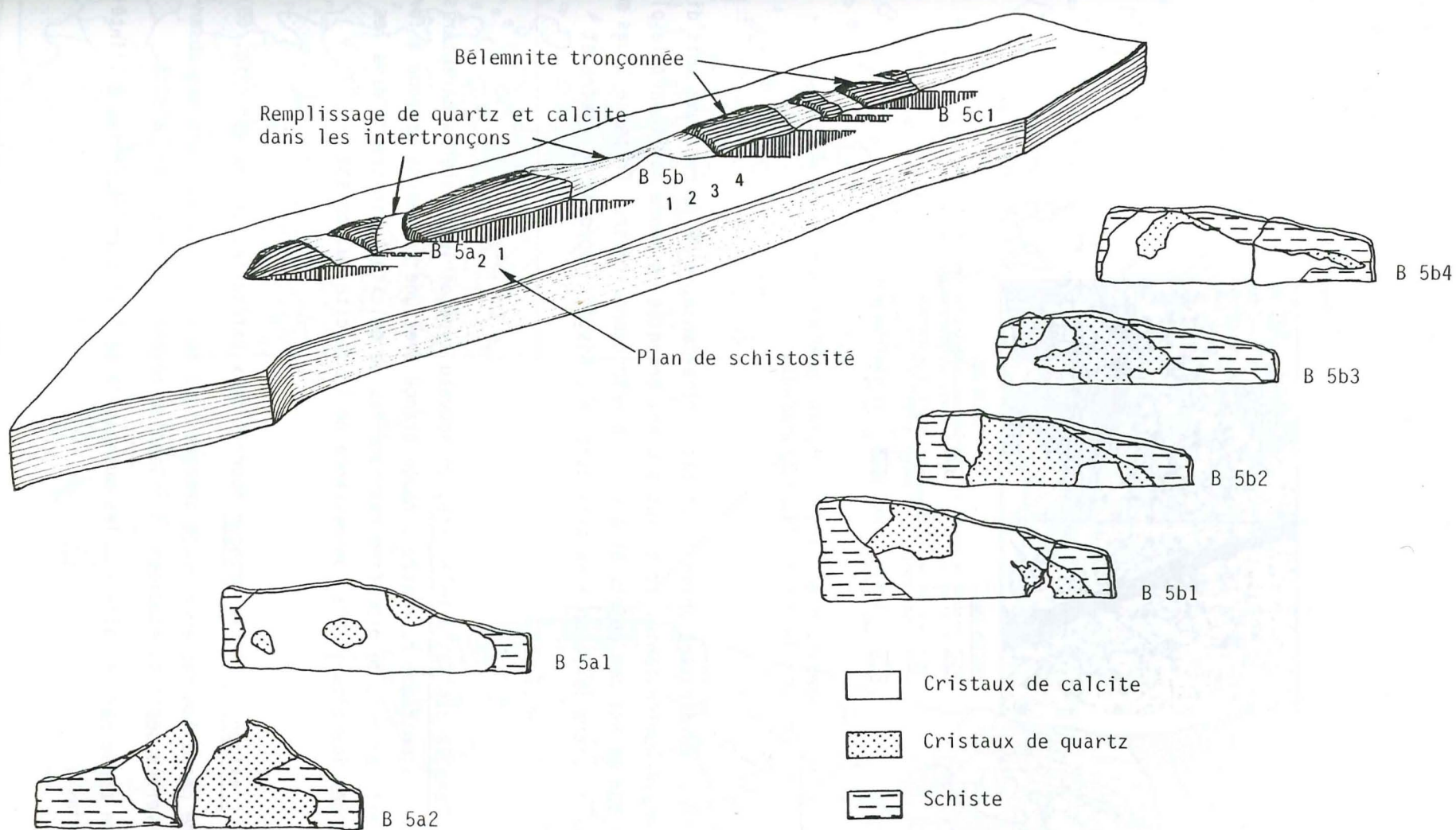
- parmi les particules qui émettent des rayonnements en réponse au bombardement d'électrons, la majorité est constituée de points jaunes à intensité de luminescence faible (environ 60 % des phases luminescentes du schiste) qui est attribuée à la calcite.

- une autre phase émet une couleur marron sombre formant des gouttes plus ou moins orientées, l'intensité est très faible et restitue 30 % de la cathodoluminescence du schiste : on attribue cette teinte au quartz.





110



111





SECTION 35a1  
 400 μm  
 Cristaux de quartz et d'argile  
 Cristaux de calcite (jaune orangé)  
 Cristaux de calcite remplissage  
 Zone de concentration des éléments quartzo-argileux  
 Rostre de bélemnite (aragonite)  
 Frange calcitique du bord du rostre

Figure 66. Observation en cathodoluminescence de la matrice schisteuse proche du rostre de la bélemnite.

- enfin, une dernière phase n'est pas luminescente, elle se retrouve soit dispersée dans la masse luminescente, soit plus souvent orientée en bande soulignant le plan de schistosité aux abords des objets étudiés : intertronçons, rostre. On pense à des minéraux argileux répartis de façon aléatoire dans le schiste, bordant le rostre et l'intertronçon.

b. Dans le cas de la bélemnite, un nouveau type de luminescence caractérise la constitution aragonitique du rostre : rouge orangé avec une intensité moyenne à forte. Le rostre est parcouru de microfissures remplies de calcite luminescente dans les tons jaune orangés, identiques à la luminescence de la calcite du schiste.

c. L'examen de l'intertronçon fournit deux catégories de couleur (fig. 68) :

- une phase luminescente rouge orangée (qui ne varie pas au cours des observations des diverses sections étudiées) à intensité moyenne à forte : la calcite.
- une phase marron laiteux : les nuances de couleur sont réparties à l'intérieur des cristaux.

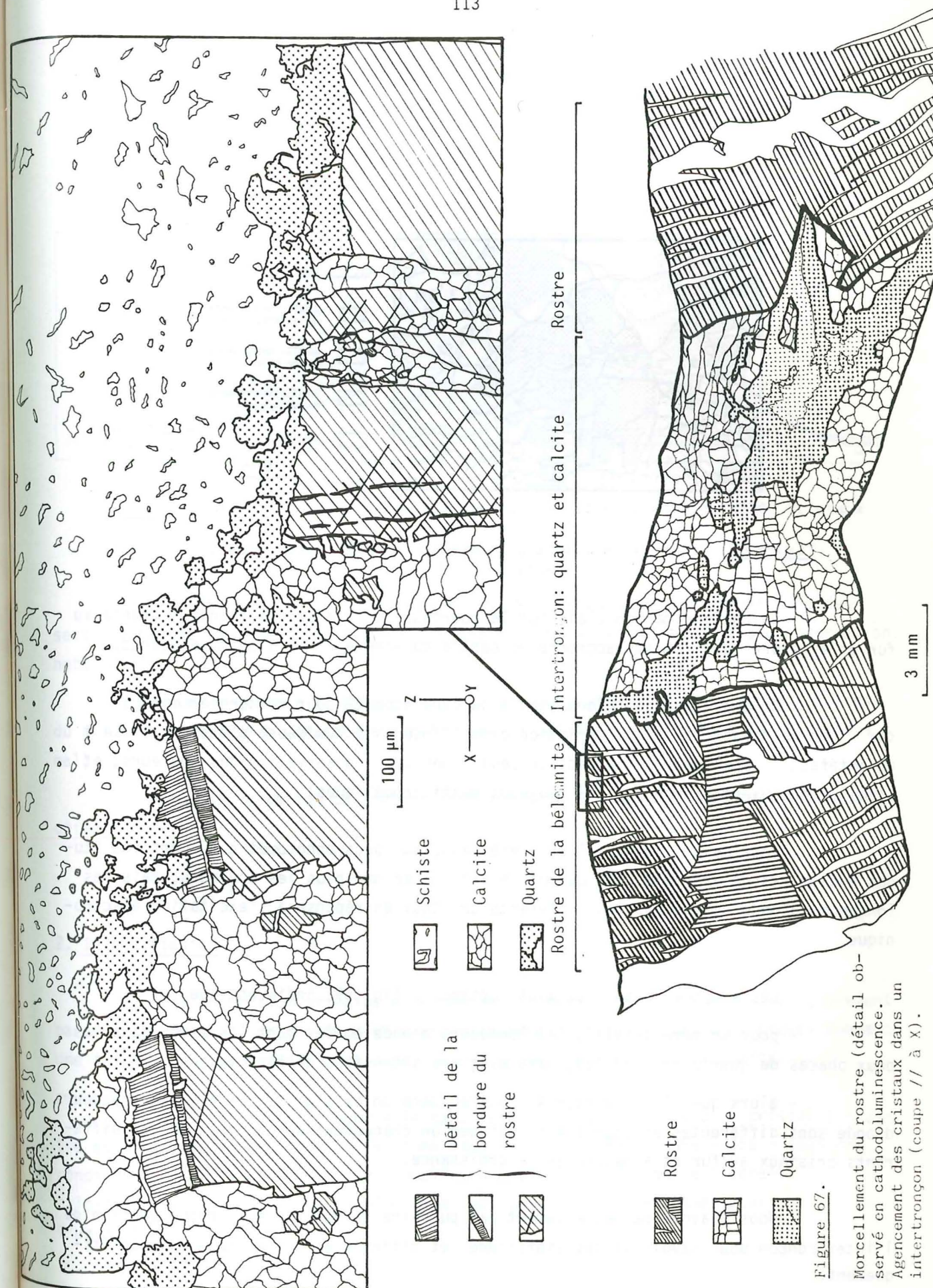


Figure 67.

Morcellement du rostre (détail observé en cathodoluminescence). Agencement des cristaux dans un intertronçon (coupe // à X).



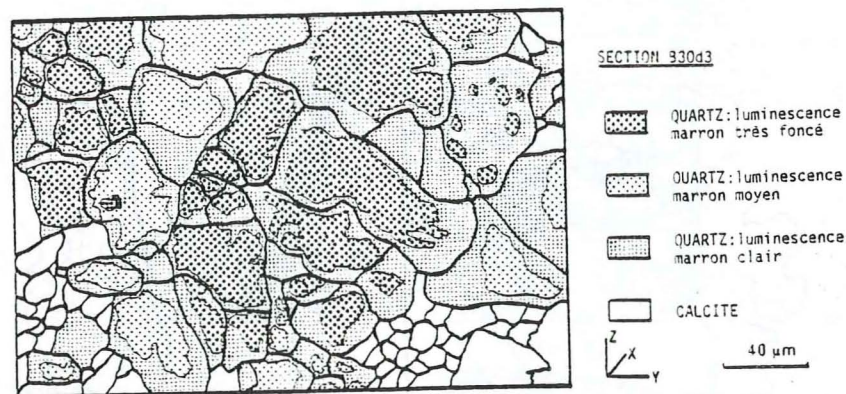


Figure 68. Cristaux de quartz observés en cathodoluminescence .  
(Section B30d3)

De couleur marron clair sur le pourtour du cristal, la teinte se fonce au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre du minéral : il s'agit de quartz.

Un supplément d'information a dû être apporté pour ce dernier minéral, car on ne savait pas si la variation dans l'intensité lumineuse n'était pas due à un artéfact (l'épaisseur de la section peut jouer sur l'observation des couleurs, et l'oeil est souvent trompé par les couleurs multichromatiques).

Pour cela, l'échantillon a été passé au spectrophotomètre du Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble, qui permet de visualiser non plus les couleurs, mais les longueurs d'onde émises par les différents cristaux en réponse à l'excitation électro-nique.

Les spectres d'analyse ainsi obtenus (fig. 69) indiquent que :

- pour un même cristal, les longueurs d'onde émises sont les mêmes dans les deux phases de quartz considérées, mais avec des intensités différentes,
- alors que d'une section à l'autre, dans un cristal de quartz, les longueurs d'onde sont différentes et pourraient indiquer un changement de composition des différents cristaux au fur et à mesure de la croissance.

Nous n'avons malheureusement pas pu faire de mesures sur chaque section de l'intertronçon pour savoir si ces similitudes et différences se répétaient systématiquement.

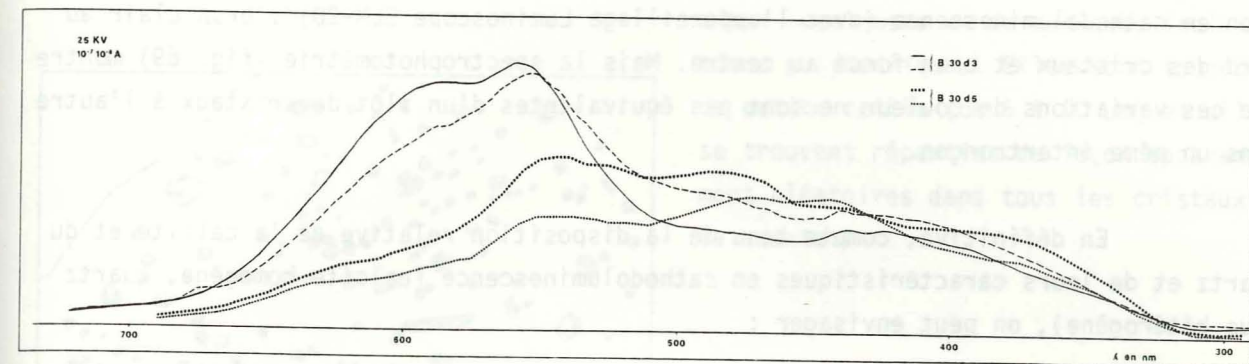


Figure 69. Spectres obtenus après passage au spectrophotomètre du CENG. Cristaux de quartz - section B30d3.

En définitive, si l'on compare les résultats en cathodoluminescence des sections faites dans des échantillons provenant du flanc normal ou du flanc inverse, on note :

- que la couleur attribuée à la calcite est invariable dans les deux flancs du pli (une très légère zonation apparaît dans la calcite présente dans le flanc normal),
- que la variation de couleur observée dans le quartz se retrouve des deux côtés du pli.

## 2. Interprétation

La coloration principale de ces deux minéraux est due à l'ion  $Mn^{2+}$ , présent partout (sauf dans l'aragonite pour cause d'incompatibilité cristallographique) donnant une teinte rouge orangée à la calcite et brun rouge clair à foncé au quartz.

On pourrait attribuer à la calcite, de couleur uniforme d'un cristal à l'autre et d'une section à l'autre (sections étudiées B30c - B30d - B5a - B5b - B51), des conditions de croissance identiques quelle que soit la situation de l'échantillon. La calcite recristallisée garde le même chimisme pendant tout l'étirement, que ce soit dans l'un ou l'autre flanc du pli.



Tous les cristaux de quartz présentent les mêmes particularités de coloration en cathodoluminescence (avec l'appareillage Luminoscope ELM-2B) : brun clair au bord des cristaux et brun foncé au centre. Mais la spectrophotométrie (fig. 69) montre que ces variations de couleur ne sont pas équivalentes d'un îlot de cristaux à l'autre dans un même intertronçon.

En définitive, compte tenu de la disposition relative de la calcite et du quartz et de leurs caractéristiques en cathodoluminescence (calcite homogène, quartz plus hétérogène), on peut envisager :

- d'abord la croissance de la calcite en fibres, dans des conditions chimico-physiques très constantes,
- puis le remplissage de petites géodes (formées lors de l'étirement ultérieur de ces fibres) par différentes générations de quartz.

### III - ETUDE EN MICROTHERMOMETRIE

Avant d'aborder l'étude des variations de pression et de température dans les cristaux, il nous faut faire une description succincte des différentes inclusions rencontrées dans les cristaux.

#### 1. Les inclusions fluides

Nous ferons une distinction entre les inclusions contenues dans le quartz et celles contenues dans la calcite.

Dans le quartz, on retrouve les mêmes inclusions que celles décrites au paragraphe concernant les cristaux du remplissage d'une fente (chap. IV.B). On parlera d'inclusions fluides de forme simple, d'inclusions fluides allongées, anastomosées et d'inclusions rondes.

a. Les inclusions de forme simple (fig. 70) sont surtout composées d'inclusions anguleuses et de quelques inclusions polyhédriques. Elles sont toujours de petite taille (de 5 à 10  $\mu\text{m}$ ) et elles se trouvent réparties de façon apparemment aléatoires dans tous les cristaux de quartz.

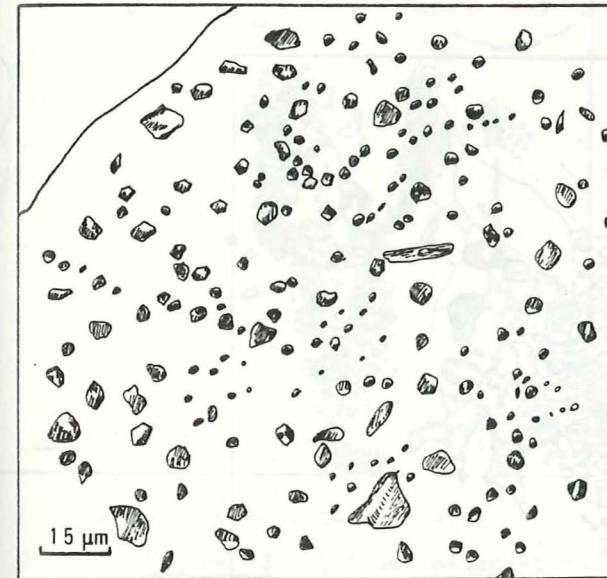


Figure 70. Inclusions fluides "cristaux négatifs" et inclusions anguleuses. Flanc normal. Section B30d4. Température ambiante.

b. Les inclusions fluides allongées (fig. 71) sont très nombreuses et dans quelques cristaux, elles se disposent en bandes : les inclusions sont alors allongées perpendiculairement aux lignes qu'elles constituent. De façon générale, elles sont toujours de grande taille.

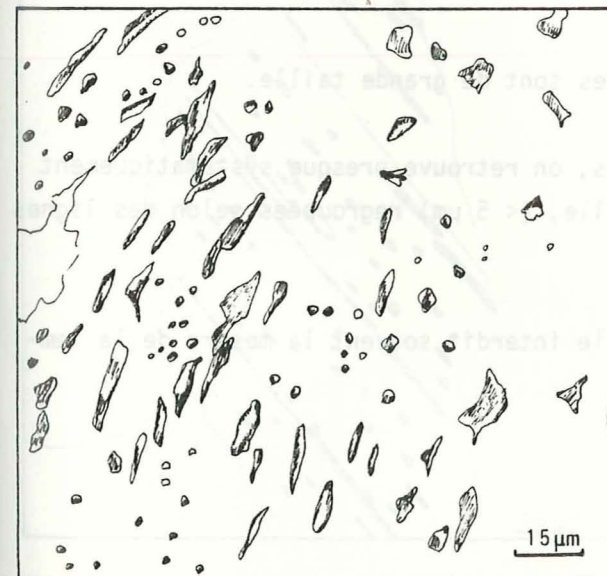


Figure 71. Inclusions allongées. Flanc inverse. Section B5b2. Température ambiante.



c. Les inclusions fluides anastomosées et les inclusions fluides rondes sont presque toujours associées en des amas (fig 72,73) : disposition en "grappes" d'inclusions, déjà décrites par certains auteurs (BILAL, 1976; SWANENBERG, 1980; KREULEN, 1980).

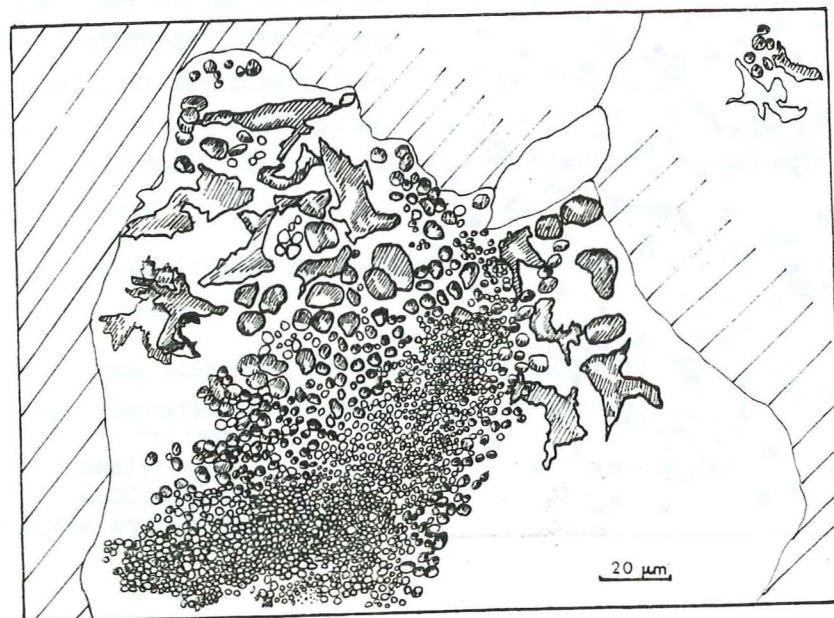
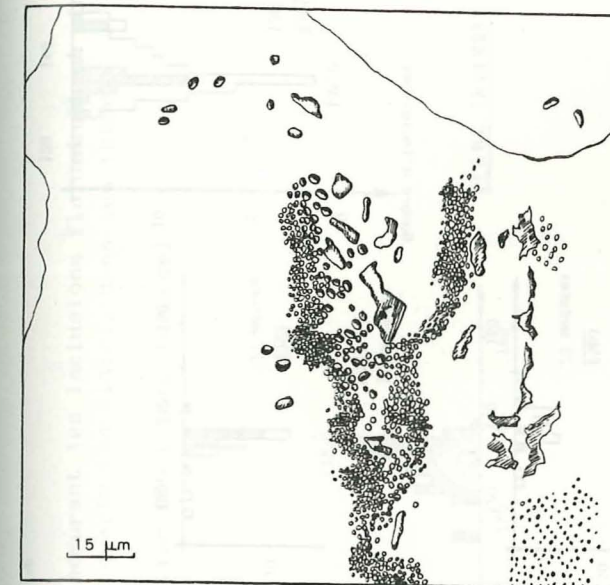


Figure 72. Inclusions fluides anastomosées et rondes. Flanc normal. Section B30d4. Température ambiante.

Les inclusions fluides anastomosées sont de grande taille.

En association avec ces inclusions, on retrouve presque systématiquement des nuages d'inclusions rondes, de petite taille, ( $< 5 \mu\text{m}$ ) regroupées selon des lignes ou des plans dans le cristal

Malheureusement, leur petite taille interdit souvent la mesure de la température d'homogénéisation  $T_h$ .



Flanc inverse. Section B5b2



Flanc normal. Section B30d6

Figure 73. Inclusions anastomosées et inclusions rondes associées.

d. Dans la calcite, on ne retrouve jamais, dans les sections observées, cette disposition des inclusions anastomosées en association avec les inclusions rondes. En contrepartie, les inclusions associées aux cristaux de calcite sont soit de petits "cristaux négatifs", soit des inclusions allongées et alignées suivant les plans de clivage propres aux rhomboédres de calcite (fig. 74).

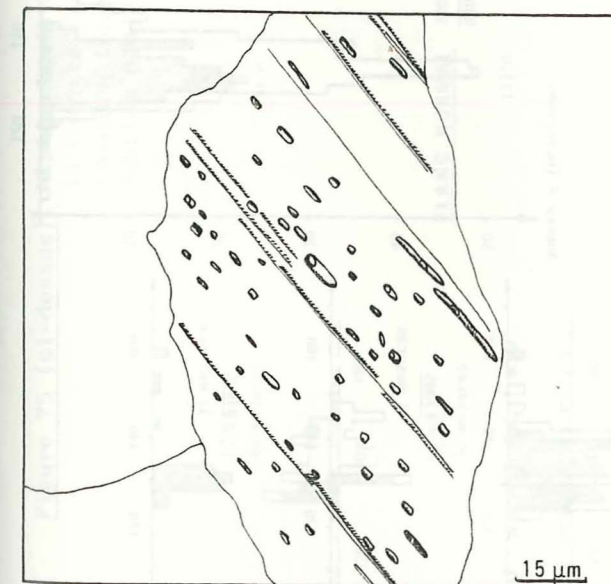
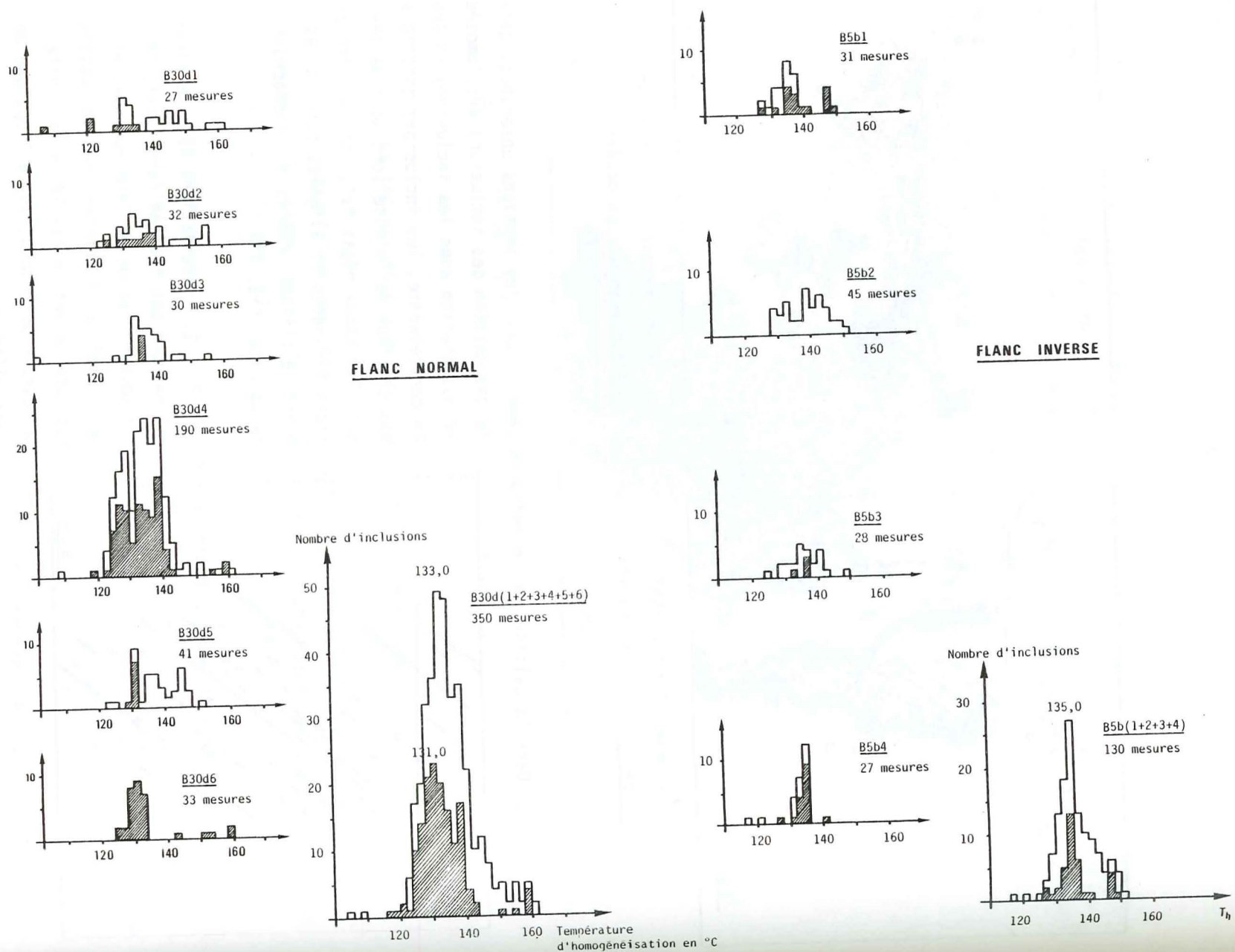


Figure 74. Inclusions observées dans la calcite : inclusions en "cristaux négatifs" et inclusions allongées. Flanc inverse. Section B5a1.

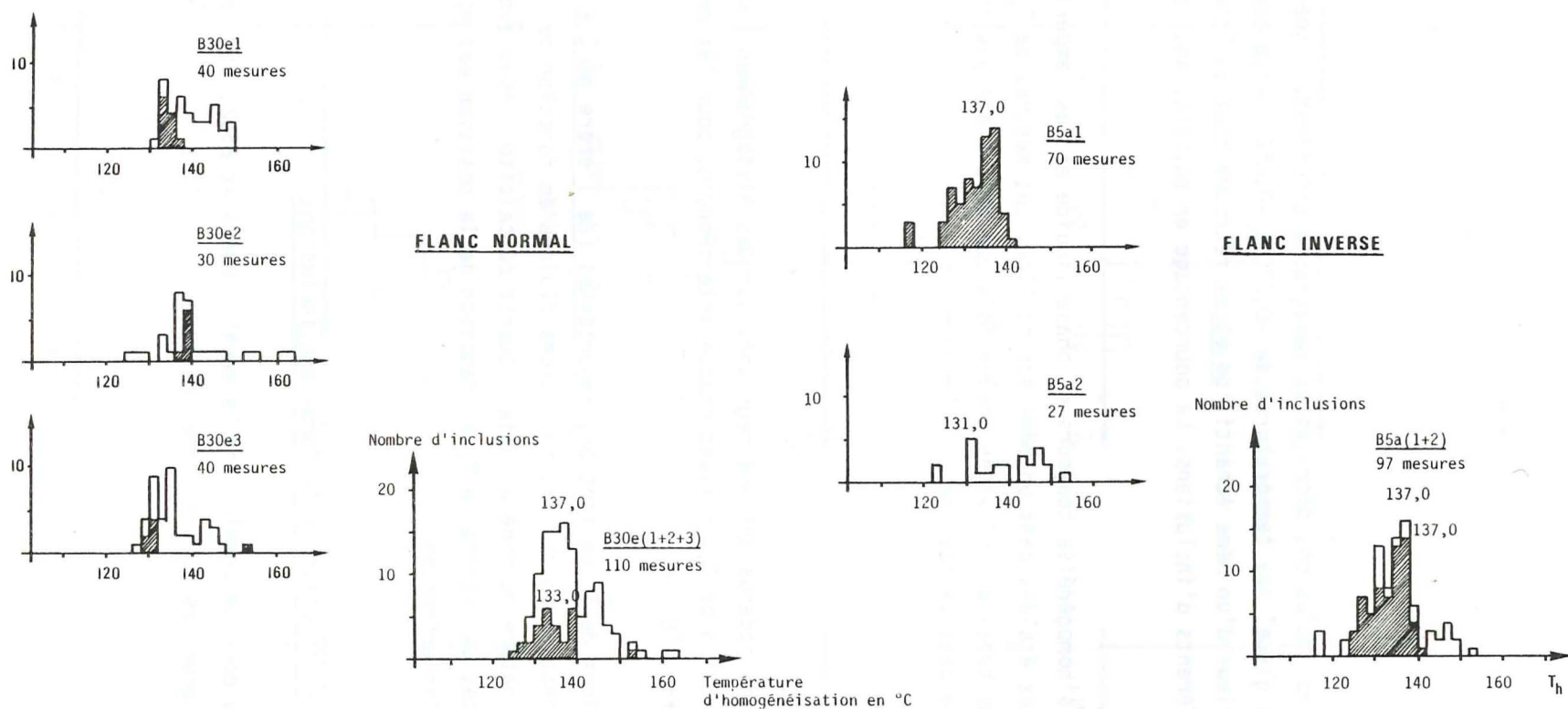
Les observations dans ce minéral ne sont pas faciles car la calcite est souvent opaque en lame épaisse, et de surcroît, elle contient des inclusions toujours de petite taille (à la limite du pouvoir de résolution de l'optique de l'installation).





120

Figure 75 (ci-dessus). Histogrammes des  $T_h$ , obtenus en mesurant les inclusions fluides dans la calcite (en foncé) et dans le quartz (en clair), dans les inter-tronçons longs. Section B30d (flanc normal), section B5b (flanc inverse).



121

Figure 76. Histogrammes des  $T_h$ , obtenus en mesurant les inclusions fluides dans la calcite (en foncé) et dans le quartz (en clair), dans les inter-tronçons moyens. Section B30d (flanc normal), section B5b (flanc inverse).



## 2. Microthermométrie

Les diverses inclusions décrites au paragraphe précédent, donnent comme valeurs de "fusion de la glace" des températures de  $-0,7^{\circ}\text{C}$  à  $-0,8^{\circ}\text{C}$ . Cette température est homogène à l'intérieur d'un même échantillon et se retrouve tout au long des mesures sur les types différents d'inclusions. Le pourcentage en éq.poids NaCl est d'environ 1 %.

Le fluide s'homogénéise toujours en phase liquide et les températures d'homogénéisation sont assez étalées dans un même échantillon. Les mesures de  $T_h$  ont été effectuées sur tous les types d'inclusions chaque fois que cela a été possible, aussi bien dans le quartz que dans la calcite.

### 2.1. Résultats obtenus

Les résultats obtenus ont été regroupés sur des histogrammes (nombre d'inclusions fluides en fonction de  $T_h$ ) suivant chaque intertronçon, pour les deux positions retenues dans le pli (fig. 75, 76).

Les variations de  $T_h$  ne sont pas importantes (de l'ordre de 3 à  $4^{\circ}\text{C}$ ) aussi avons-nous choisi d'effectuer un tri des inclusions fluides en fonction de la forme des inclusions, puis de la nature du minéral hôte : quartz ou calcite ; nous avons essayé de mettre en évidence des variations de  $T_h$  en fonction de la position des minéraux par rapport au centre de l'intertronçon.

### 2.2. Différences de $T_h$ en fonction de la forme des inclusions

On a retenu pour ce premier tri la section B30d4 et B5b2, et l'on a construit les histogrammes pour les quatre formes retenues (fig. 77).

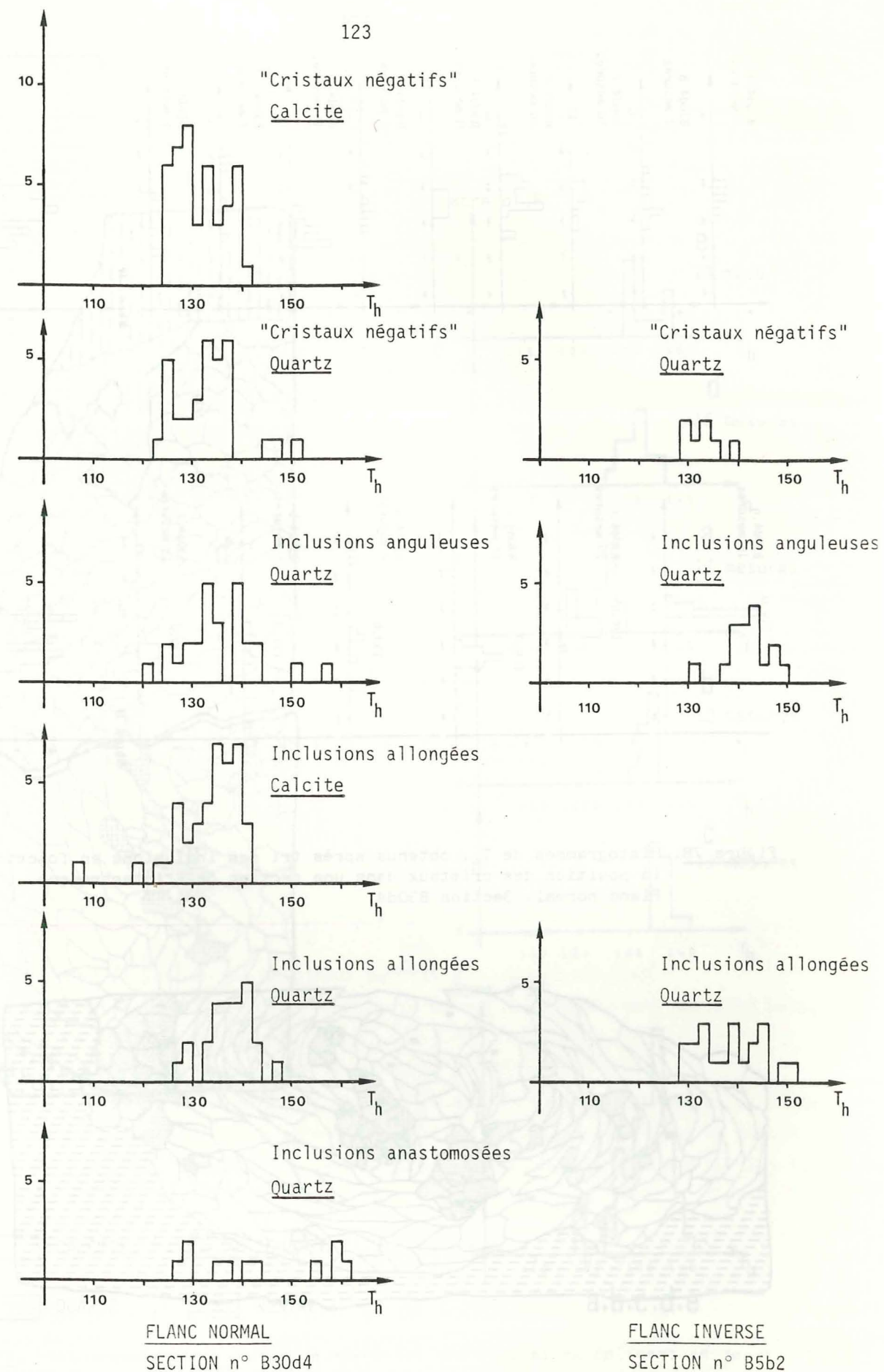


Figure 77. Histogrammes des  $T_h$  en fonction de la forme des inclusions fluides.



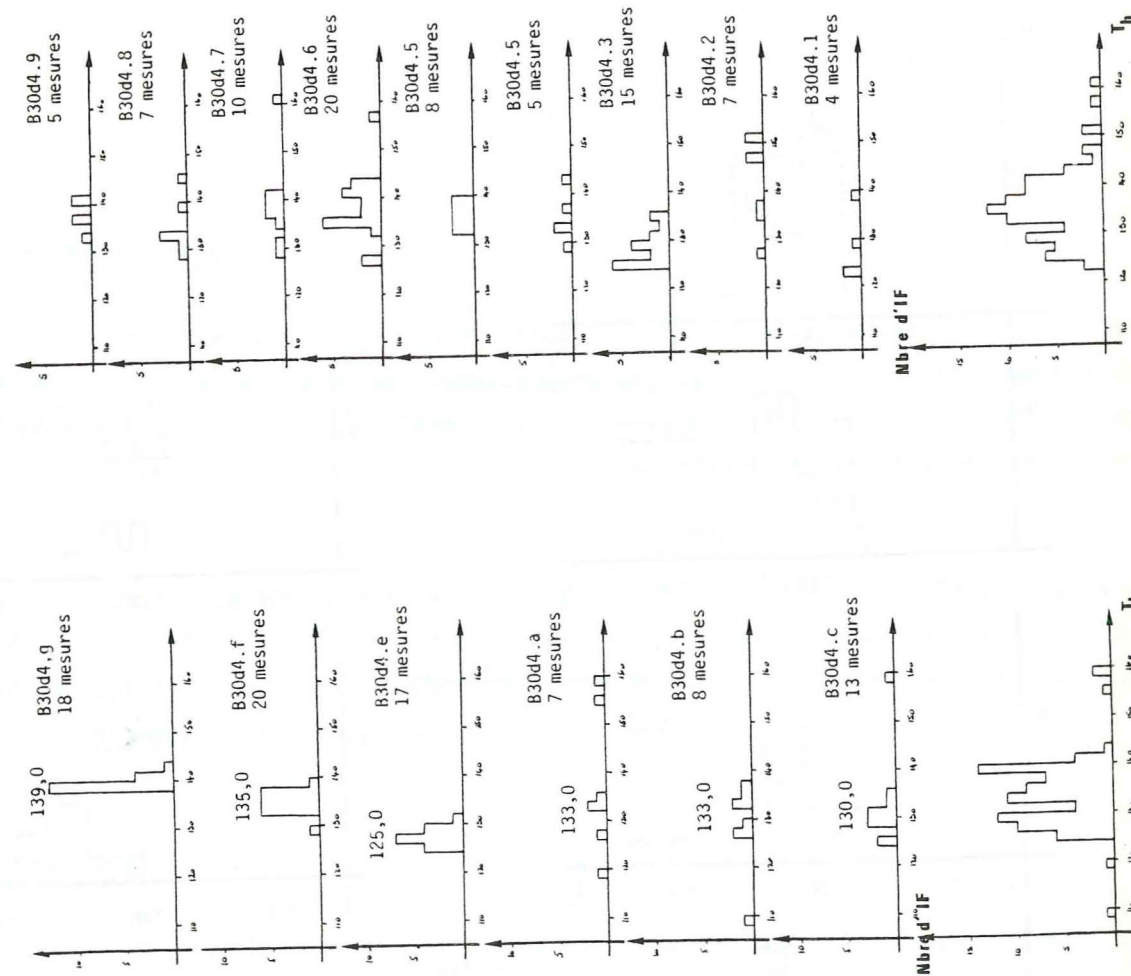
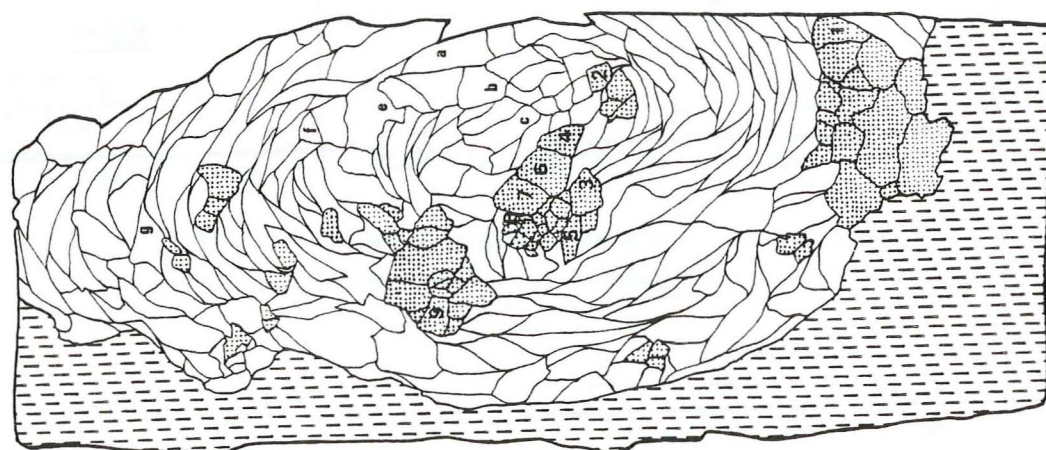


Figure 78. Histogrammes de  $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de la position des cristaux dans une section de l'intertronçon. Flanc normal. Section B30d4.



QUARTZ  
CALCITE  
SCHISTE  
ROSTRE

IF ds le Quartz  
B30d4 (1,2,3,4,5,6,7,8,9)

IF ds la Calcite  
B30d4 (a+b+c+d+e+f+g)



CALCITE  
SCHISTE  
QUARTZ  
ROSTRE

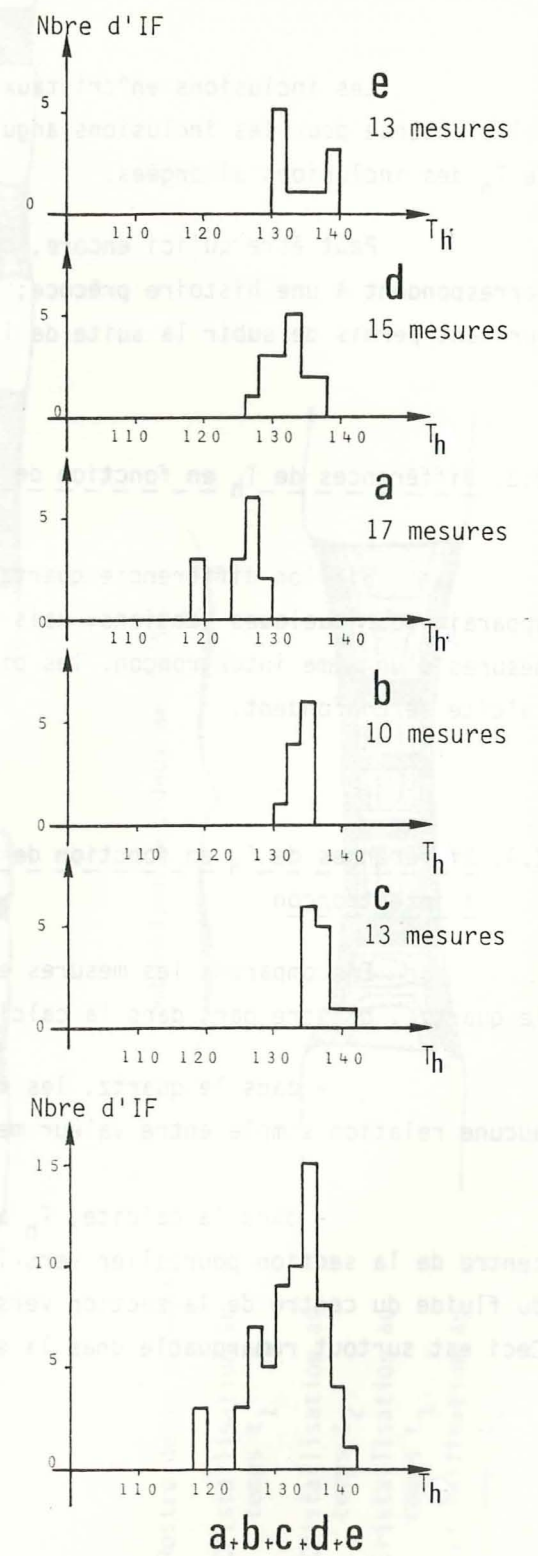


Figure 79. Histogrammes de  $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de la position des cristaux dans une section de l'intertronçon. Flanc inverse. Section B30d4.



Les inclusions en "cristaux négatifs" donnent une valeur de  $T_h$  inférieure à celle obtenue pour les inclusions anguleuses, valeur elle-même inférieure à la valeur de  $T_h$  des inclusions allongées.

Peut-être qu'ici encore, comme dans le cas de la fente, les cristaux négatifs correspondent à une histoire précoce; leur petite taille et leur forme régulière, leur auraient permis de subir la suite de la déformation sans rééquilibrage notable ?

### 2.3. Différences de $T_h$ en fonction de la minéralogie

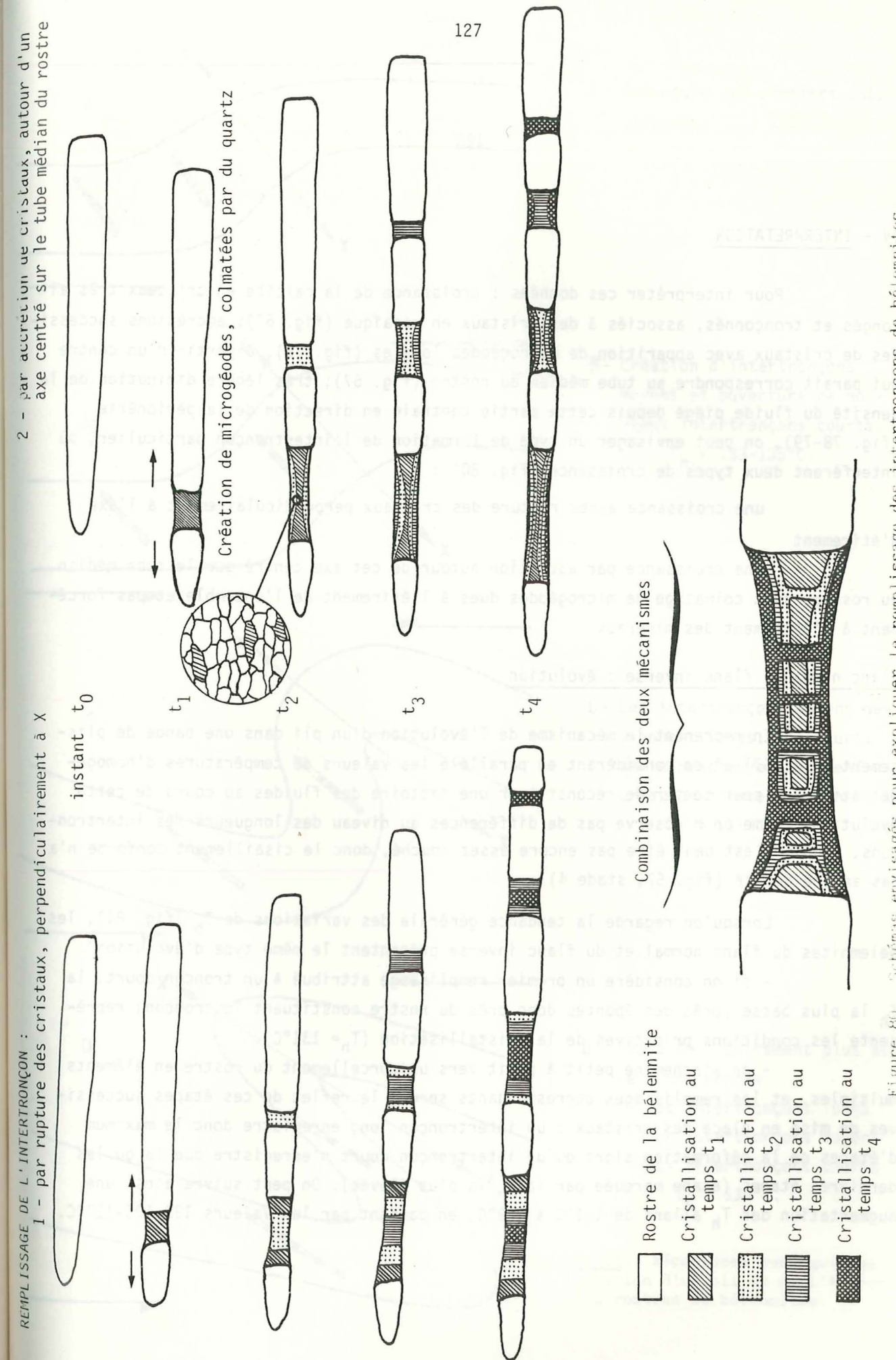
Si l'on différencie quartz et calcite (fig. 75 et 76), une légère différence apparaît pour quelques sections; mais en règle générale, lorsqu'on regroupe toutes les mesures d'un même intertronçon, les pics des histogrammes donnés par le quartz et la calcite se confondent.

### 2.4. Différences de $T_h$ en fonction de la position des cristaux dans une section de l'intertronçon

En comparant les mesures effectuées dans une même section, d'une part dans le quartz, d'autre part dans la calcite (fig. 78, 79), on constate :

- dans le quartz, les mesures sont très variables; il semble n'y avoir aucune relation simple entre valeur mesurée et position de l'inclusion dans la section.

- dans la calcite,  $T_h$  augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre de la section pour aller vers la bordure schisteuse (décroissance de la densité du fluide du centre de la section vers la périphérie de la section de l'intertronçon). Ceci est surtout remarquable dans la section B5a1 (fig. 79).





## IV - INTERPRETATION

Pour interpréter ces données : croissance de la calcite en cristaux très allongés et tronçonnés, associés à des cristaux en mosaïque (fig. 67); accrétions successives de cristaux avec apparition de microgéodes locales (fig. 78), à partir d'un centre qui paraît correspondre au tube médian du rostre (fig. 67); très légère diminution de la densité du fluide piégé depuis cette partie centrale en direction de la périphérie (fig. 78-79), on peut envisager un type de formation de l'intertronçon particulier, où interfèrent deux types de croissance (fig. 80) :

une croissance après rupture des cristaux perpendiculairement à l'axe d'étirement

une croissance par accrétion autour de cet axe centré sur le tube médian du rostre, avec colmatage de microgéodes dues à l'étirement de l'ensemble et pas forcément à l'étirement des minéraux.

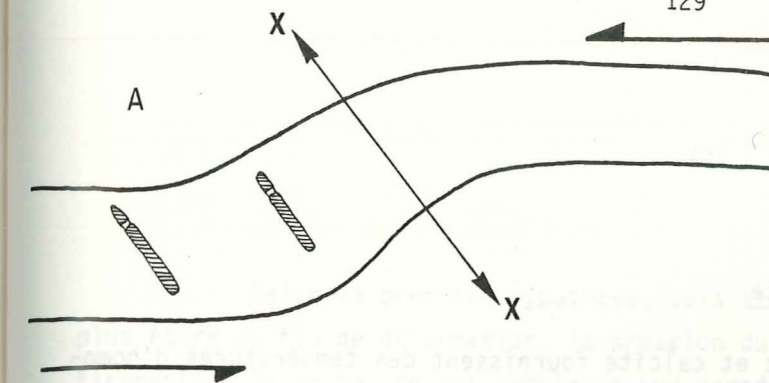
## Flanc normal - flanc inverse : évolution

En reprenant le mécanisme de l'évolution d'un pli dans une bande de plissement (fig. 57) et en considérant en parallèle les valeurs de températures d'homogénéisation, on peut tenter de reconstituer une histoire des fluides au cours de cette évolution. Comme on n'observe pas de différences au niveau des longueurs des intertronçons, le pli n'est peut être pas encore assez couché, donc le cisaillement conforme n'a pas encore débuté (fig. 57, stade 4).

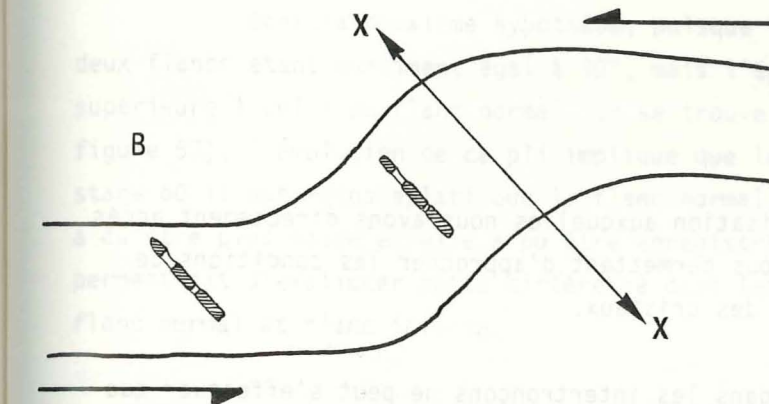
Lorsqu'on regarde la tendance générale des variations de  $T_h$  (fig. 81), les bélemnites du flanc normal et du flanc inverse présentent le même type d'évolution :

- si on considère un premier remplissage attribué à un tronçon court, la  $T_h$  la plus basse (près des épontes donc près du rostre constituant le tronçon) représente les conditions primitives de la cristallisation ( $T_h = 131^\circ\text{C}$ ).

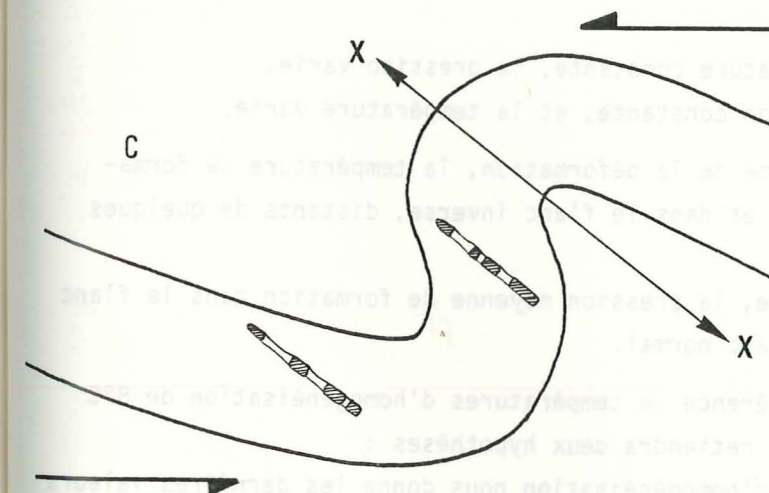
- on s'achemine petit à petit vers un morcellement du rostre en éléments multiples, et les remplissages correspondants seront le reflet de ces étapes successives de mise en place des cristaux : un intertronçon long enregistre donc le maximum d'étapes de la déformation alors qu'un intertronçon court n'enregistre que la ou les dernières étapes (étape marquée par la  $T_h$  la plus élevée). On peut suivre ainsi une augmentation des  $T_h$  allant de  $131^\circ\text{C}$  à  $139^\circ\text{C}$ , en passant par les valeurs  $133-135-137^\circ\text{C}$ .



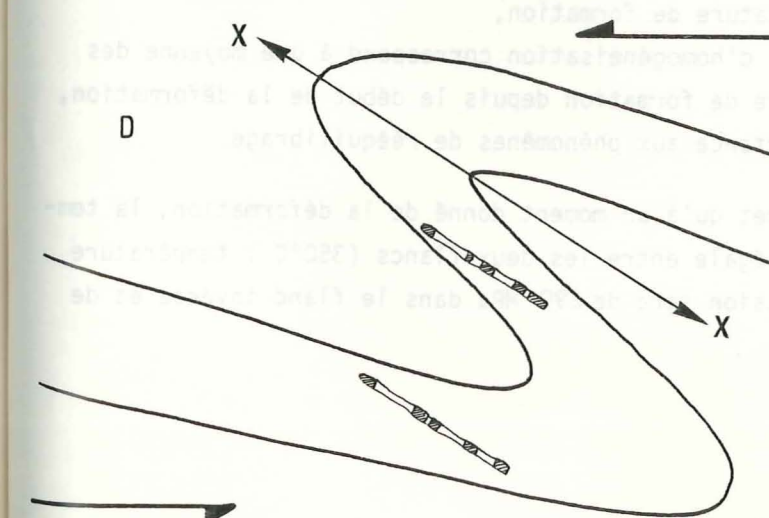
A - Ouverture des premiers intertronçons.  $T_h = 131^\circ\text{C}$ .



B - Création d'intertronçons moyens et ouverture de nouveaux intertronçons courts.  
 $T_h = 133-135^\circ\text{C}$ .



C - Les intertronçons moyens deviennent longs, les courts deviennent moyens et, enfin création d'intertronçons courts.  
 $T_h = 137^\circ\text{C}$ .



D - Phase de l'étirement plus avancé : on observe  
- des intertronçons longs  
- des intertronçons moyens  
- des intertronçons courts  
 $T_h = 139^\circ\text{C}$ .

Figure 81. Mécanismes conjugués de l'évolution d'un pli et de l'étirement des rostres de bélemnites.



### Flanc normal - flanc inverse : différence

Dans le flanc normal, quartz et calcite fournissent des températures d'homogénéisation dont les valeurs sont plutôt plus faibles que celles obtenues en flanc inverse.

### Conclusion

Les températures d'homogénéisation auxquelles nous avons directement accès par les mesures en microthermométrie, nous permettent d'approcher les conditions de pression et de température de formation des cristaux.

La croissance des cristaux dans les intertronçons ne peut s'effectuer que dans la mesure où :

- soit on raisonne à température constante, la pression varie,
- soit on raisonne à pression constante, et la température varie.

On admet qu'à un moment donné de la déformation, la température de formation était la même dans le flanc normal et dans le flanc inverse, distants de quelques mètres seulement.

Donc d'après cette hypothèse, la pression moyenne de formation dans le flanc inverse serait inférieure à celle du flanc normal.

Pour interpréter cette différence de températures d'homogénéisation de 8°C entre flanc normal et flanc inverse, on retiendra deux hypothèses :

- 1 - ou bien la température d'homogénéisation nous donne les dernières valeurs des conditions de pression et de température de formation,
- 2 - ou alors la température d'homogénéisation correspond à une moyenne des conditions de pression et de température de formation depuis le début de la déformation, selon que l'on accorde ou non une importance aux phénomènes de rééquilibrage.

De toute façon, si l'on admet qu'à un moment donné de la déformation, la température de formation des cristaux est égale entre les deux flancs (350°C : température admise par D. BERNARD en 1978), la pression sera de 290 MPa dans le flanc inverse et de 300 MPa dans le flanc normal.

Selon la première hypothèse, cela signifie que le flanc inverse étant le plus étiré en fin de déformation, la pression du fluide diminue avec la valeur de l'étirement de la roche, ce qui semble un peu paradoxal.

Dans la deuxième hypothèse, puisque le pli est peu évolué (l'angle entre les deux flancs étant quasiment égal à 90°, mais l'épaisseur du flanc inverse étant légèrement supérieure à celle du flanc normal, on se trouve entre les stades 2 et 3 décrits à la figure 57), l'évolution de ce pli implique que le flanc inverse passe par un premier stade où il est moins aplati que le flanc normal (dessin A, fig. 81); la pression alors, a dû être plus basse et elle a pu être enregistrée, baissant ainsi la moyenne, ce qui permettrait d'expliquer cette différence dans les températures d'homogénéisation entre flanc normal et flanc inverse.



## CONCLUSIONS GENERALES

Nous envisagerons ici les seuls points majeurs acquis au cours de ce travail car des conclusions partielles ont déjà été exposées en détail au chapitre IV.

### . Croissance des cristaux

- Cristaux d'une fente d'extension banale. Deux mécanismes de croissance successifs peuvent être invoqués :

soit une croissance par anneaux successifs autour d'un germe,  
soit, lorsque les cristaux sont jointifs, une croissance réservée à la seule partie sommitale de chaque cristal.

- Cristaux des intertronçons de bélemnites. Microthermométrie et cathodoluminescence permettent de schématiser un mécanisme où se combinent deux types de croissance :

par colmatage des fentes dues à la rupture des cristaux perpendiculairement à l'axe d'étirement,

par accrétion en écailles successives autour de l'axe d'étirement centré sur le tube médian du rostre du fossile, avec colmatage des microgéodes locales dues à l'étirement.

### . Evolution des températures d'homogénéisation

- Fentes d'extension : augmentation de 4°C entre le stade initial et le stade final de la croissance cristalline.

- Intertronçons de bélemnites : augmentation de 8°C entre le début du tronçonnement du fossile et l'étape finale.

- Dans les deux flancs d'un pli : température d'homogénéisation plus élevée de 6°C dans le flanc normal que dans le flanc inverse (court), ce qui implique une pression de 10 MPa moins élevée dans le flanc inverse (le plus étiré) que dans le flanc normal au moment des remplissages des intertronçons de bélemnites.



. Validité de ces mesures

Les erreurs de mesures sur la température d'homogénéisation étant de  $1,5^{\circ}\text{C}$ , les variations signalées paraissent bien avoir une réelle signification. Mais il faut que les inclusions se comportent comme un système clos. On peut se poser la question de la stabilité des inclusions fluides car les expériences de différents auteurs, sur le quartz synthétique montrent que les inclusions, sollicitées par des pressions et des températures supérieures à la pression et à la température de cristallisation, évoluent (changement de forme, baisse de densité, apparition de "microcracks" matérialisés par des alignements de néo-inclusions quasi sphériques et de petite taille autour de l'inclusion initiale). Si le quartz synthétique est un milieu particulier, puisqu'il est reconnu comme milieu hydraté, qu'en est-il dans les cristaux naturels ? Des travaux qui permettront peut-être de trancher sont en cours sur les cristaux naturels, mais d'ores et déjà, des figures géométriques de néo-inclusions associées à de grosses inclusions décroîtées, ont été retrouvées dans les échantillons les plus déformés (bélemnites tronçonnées), ce qui implique une certaine déstabilisation des inclusions primaires.

Selon l'importance accordée aux rééquilibrages, l'évolution des températures d'homogénéisation présentée ici, caractérise

soit des étapes finales de la déformation,

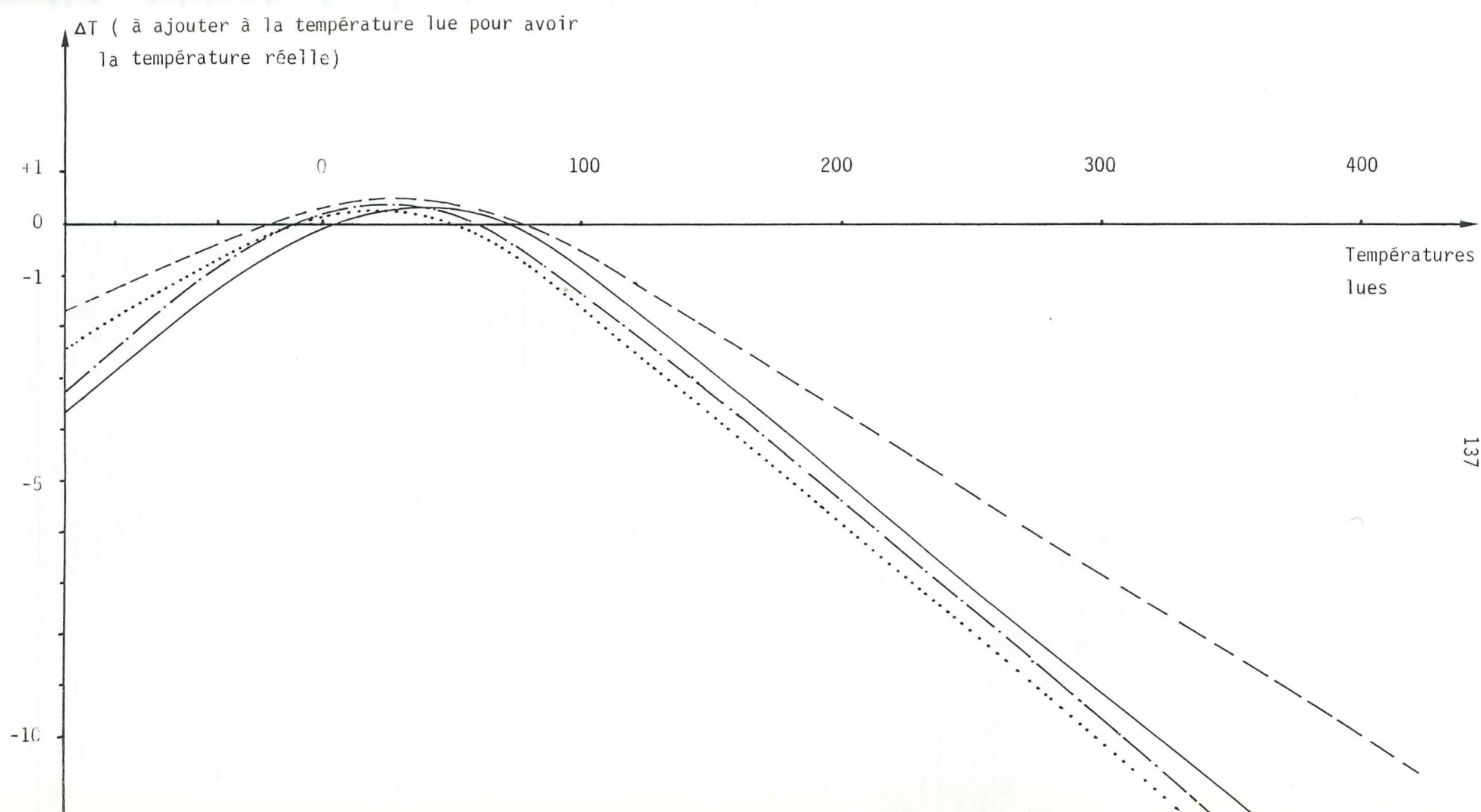
soit une moyenne de l'ensemble des pressions et des températures qui ont régné au cours de la déformation, depuis la formation du cristal.

En tout état de cause, et dans les deux cas étudiés, si l'on admet qu'au cours de la déformation alpine, la température de formation est restée constante, il faut en déduire que la pression a progressivement baissé. Si au contraire on fixe la pression, l'évolution constatée est une augmentation de la température de formation.

Pour trancher, il faudrait disposer d'une méthode autre que la microthermométrie, qui permettrait de déterminer indépendamment les conditions de pression et de température liées aux phénomènes tectoniques.

ANNEXES

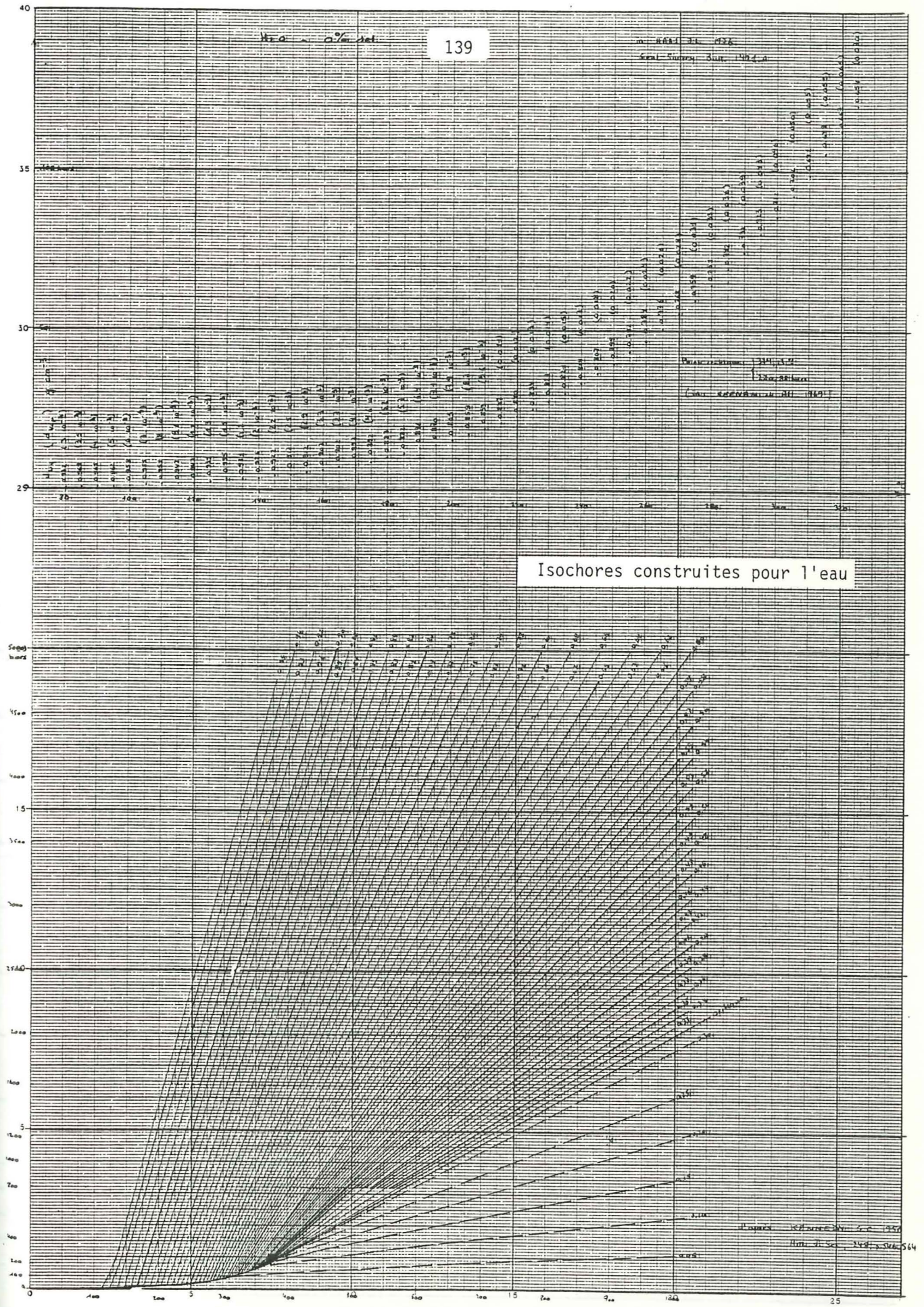




Courbes d'étalonnage de la platine Chaixméca établies en :

----- Décembre 1978	- . - . - . Mars 1980
————— Octobre 1979	..... Septembre 1980











## LISTE DES ILLUSTRATIONS

	Pages
<u>CHAPITRE I</u>	
Fig. 1. Réduction de la porosité par compaction	6
Fig. 2. Schéma montrant le rôle des fluides qui circulent dans les roches	8
Fig. 3. Calcul de la masse de remplissage minéral d'une fente assimilée à une ellipse	15
Fig. 4. Circulation du fluide à travers la roche depuis des niveaux bas jusqu'aux plus élevés	16
Fig. 5. Circulation du fluide lorsqu'il rencontre une barrière imperméable	17
Fig. 6. Circulation du fluide qui traverse une fente où la solution cristallise partiellement	18
Fig. 7. Remplissage d'une fente par apport fluide lié à la diffusion	18
<u>CHAPITRE II</u>	
Fig. 8. Diagrammes schématiques montrant le remplissage quartzo calcitique d'une veine tectonique	27
Fig. 9. Une séquence de déformation progressive à deux dimensions	29
Fig. 10. Diagramme synoptique montrant le remplissage de veines dans des conditions de déformation coaxiale et non coaxiale	31
<u>CHAPITRE III</u>	
Fig. 11. Modèle des "bandes d'énergie" pour les cristaux non conducteurs	39
Fig. 12. Mécanismes possibles de la cathodoluminescence	40
Fig. 13. Schéma de la chambre d'observation du luminoscope	41
Fig. 14. Appareillage utilisé en cathodoluminescence	42
Fig. 15. Disposition des inclusions fluides dans un cristal	44
Fig. 16. Observation du changement de forme des inclusions du quartz synthétique par transfert de matière	46
Fig. 17. Evolution isochore d'une inclusion	47
Fig. 18. Valeurs des corrections $\Delta T$ fournies par les étalonnages successifs entre 135°C et 180°C	51
Fig. 19. Distribution horizontale des $T_h$ sur la platine chauffante à 380°C	53
Fig. 20. Histogrammes de $T_h$ pour les cristaux négatifs selon leur position par rapport à la sonde	54
Fig. 21. Influence de l'erreur $\Delta T_h$ sur les conditions de pressin et de température vraies	56
<u>CHAPITRE IV</u>	
Fig. 22. Diagramme schématisant les conditions P et T de formation de 4 générations successives de cristaux de quartz	62
Fig. 23. Principe de la synthèse hydrothermale	65
Fig. 24. Représentation d'un quartz $\alpha$ ainsi qu'une coupe où la partie hachurée marque la trace du germe	66
Fig. 25. Position des inclusions dans un germe de cristal de quartz synthétique	66
Fig. 26. Histogramme des $T_h$ mesurées dans des quartz synthétiques	67
Fig. 27. Rééquilibrage expérimental des inclusions. Histogrammes des $T_h$	68
Fig. 28. Augmentation de la $T_h$ en fonction de la température à laquelle a été chauffée l'inclusion	69
Fig. 29. Histogramme de $T_h$ obtenues après expérimentation	70
Fig. 30. Dessin schématique des structures associées aux plis $P_2$	74
Fig. 31. Schéma de l'endroit où l'on a échantillonné la fente	75
Fig. 32. Position des différentes sections effectuées dans le remplissage quartzo-calcitique de la fente	77
Fig. 33. Inclusions fluides en forme de "cristaux négatifs"	78
Fig. 34. Inclusions fluides anguleuses	78
Fig. 35. Inclusions fluides allongées	79
Fig. 36. Inclusions fluides anastomosées	79
Fig. 37. Histogrammes des températures de fusion $T_f$	80
Fig. 38. Le système $H_2O-NaCl$	81
Fig. 39. Histogrammes des $T_h$ en fonction de la position des cristaux étudiés dans la fente	83
Fig. 40. Chemin possible suivi par les solutions qui cristallisent	85
Fig. 41. Histogrammes des $T_h$ mesurées dans la section n°2 - toutes les inclusions	86
Fig. 42. Histogrammes des $T_h$ , obtenus après tri des inclusions - section n°2	87



Fig. 43.	Histogramme des $T_h$ mesurées dans la section n°15 - toutes les inclusions	89
Fig. 44.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus après tri des inclusions - section n°15	88
Fig. 45.	Histogramme des $T_h$ mesurées dans la section n°14 - toutes les inclusions	91
Fig. 46.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus après tri des inclusions - section n°14	90
Fig. 47.	Histogramme des $T_h$ mesurées dans la section n°6 - toutes les inclusions	91
Fig. 48.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus après tri des inclusions - section n°6	92
Fig. 49.	Figures particulières dessinées par les inclusions fluides dans une partie de la section n°6	93
Fig. 50.	Histogrammes de $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de leur position dans le cristal-section n°14	95
Fig. 51.	Histogrammes de $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de leur position dans le cristal-section n°8	96
Fig. 52.	Histogrammes de $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de leur position dans le cristal-section n°6	97
Fig. 53.	Récapitulatif des données obtenues d'après les histogrammes	98
Fig. 54.	Schéma montrant une cristallisation possible dans la fente étudiée	100
Fig. 55.	Schéma structural des environs de La Grave	101
Fig. 56.	Coupe NE-SW montrant une interprétation des structures, dans le secteur échantillonné	102
Fig. 57.	Evolution d'un pli dans une bande de plissement	103
Fig. 58.	Mesures effectuées sur une bélemnite tronçonnée	104
Fig. 59.	Schéma du pli échantillonné	105
Fig. 60.	Diagramme montrant l'orientation du plus grand nombre de bélemnites par rapport à Lx	105
Fig. 61.	Diagramme de distribution des extensions d'une population de bélemnites tronçonnées	106
Fig. 62.	Report des mesures obtenues, en hémisphère inférieur	107
Fig. 63.	Tri des intertronçons en fonction de leur dimension et de leur position dans le pli	108
Fig. 64.	Coupes effectuées perpendiculairement au plan de schistosité. Sections obtenues en flanc normal	110
Fig. 65.	Coupes effectuées perpendiculairement au plan de schistosité. Sections obtenues en flanc inverse	111
Fig. 66.	Observation en cathodoluminescence de la matrice schisteuse	112
Fig. 67.	Autre exemple mettant en évidence le morcellement du rostre et l'agencement des cristaux dans un intertronçon	113
Fig. 68.	Cristaux de quartz observés en cathodoluminescence	114
Fig. 69.	Spectres obtenus après passage au spectrophotomètre du CENG. Cristaux de quartz	115
Fig. 70.	Inclusions fluides "cristaux négatifs" et inclusions anguleuses	117
Fig. 71.	Inclusions fluides allongées	117
Fig. 72.	Inclusions fluides anastomosées et inclusions rondes	118
Fig. 73.	Inclusions fluides anastomosées et inclusions rondes associées	119
Fig. 74.	Inclusions fluides observées dans la calcite	119
Fig. 75.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus en mesurant les inclusions dans les intertronçons longs	120
Fig. 76.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus en mesurant les inclusions dans les intertronçons moyens	121
Fig. 77.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de leur forme	123
Fig. 78.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de la position des cristaux dans l'intertronçon 124	124
Fig. 79.	Histogrammes des $T_h$ , obtenus après tri des inclusions en fonction de la position des cristaux dans l'intertronçon 125	125
Fig. 80.	Schémas envisagés pour expliquer l'ouverture des intertronçons	127
Fig. 81.	Mécanismes de l'ouverture des intertronçons dans le pli	129

## BIBLIOGRAPHIE

- AMIEUX P., 1980 - Introduction à la cathodoluminescence. Rapport d'étude SNEA Pau.
- APRHAMIAN J., 1974 - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géol. Alpine*, t. 50, pp. 5-15.
- BARDE J.P., 1980 - Influence des contraintes tectoniques et des facteurs thermiques sur les transformations des calcaires urgoniens des chaîons nord-pyrénéens occidentaux. Thèse 3ème cycle, Bordeaux.
- BEACH A., 1979 - Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. *Lithos* 12, pp. 51-58.
- BEACH A., 1979 - The analysis of deformed belemnites. *Journal of Structural Geology*, vol.1, n°2, p.127-135.
- BEACH A., 1981 - Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French Alps), North of Pelvoux Massif. In press.
- BERNARD D., GRATIER J.P., PECHER A., 1977 - Applications de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 5, p.284-288.
- BERNARD D., 1978 - Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord - Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- BILAL A., 1976 - Les inclusions fluides dans les enclaves des basaltes de Bournac (Massif Central français). Implications sur les structures de la croûte continentale. Thèse 3ème cycle, Nancy I.
- BILAL A., TOURET J., 1976 - Les inclusions fluides des enclaves catazonales de Bournac (Massif Central). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, p. 134-139.
- BODNAR R.J., BEANE R.E., 1980 - Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid. Characteristics during vein filling in preore cover. Overlying deeply buried porphyry copper. Type mineralization at Red Mountain-Arizona. *Economic Geology*, vol. 75, p. 376-393.
- BRACE W.F., WALSH J.B., FRANGOS W.T., 1968 - Permeability of granite under high pressure. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 2225-2236.
- BURNHAM C. W., HOLLOWAY J.R., DAVIS N.F., 1969 - Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10 000 bar. *Geol.Soc.America* sp.paper 132, 96 p.
- CASEY M., DIETRICH D., RAMSAY J.G., SONG R., 1981 - Finite strain determined from pressure shadow geometry in the Helvetic Nappes. Tectonic studies group : "Strain within thrust belts", Cardiff.
- CHATAGNON-VHERMANDE F., 1981 - Application de l'analyseur d'images à quelques exemples géologiques. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- COBLE R.L., 1963 - "A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials". *J. Appl. Phys.* 34, p.1679-1682.
- DEICHA G., 1955 - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. Masson Ed. Paris. 126p.
- DUDZIACK K.H., FRANCK E.U., 1966 - Messungen der Viskosität des Wassers bis 560°C und 3500 bar. *Ber. Bunsenges Phys.Chem.*, 70, p. 1120-1128.
- DURNEY D.W., 1972a - Deformation history of the Western Helvetic Nappes - Valais, Switzerland. Ph D. Thesis, London, 372p.
- DURNEY D.W., RAMSAY J.G., 1973 - Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. *Gravity and Tectonics* (Dejong and Scholten) Published J. Wiley and sons.p. 67-96.
- EADINGTON P.J., WILKINS R.W.T., 1980 - The origin, interpretation and chemical analysis of fluid inclusions in minerals. Repro-duit de " Technical Communication 69 ". Institute of Earth Resources CSIRO.North Ryde, Australia. 28 p.
- FLETCHER R.C., HOFMANN A.W., 1974 - Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. *Geochimical transport and kinetics*. Carnegie Institution of Washington. Publi. 634, p. 243-259.
- FISHER G.W., ELLIOTT D., 1974 - Criteria for quasi-steady diffusion and local equilibrium in metamorphism. *Geochimical transport and kinetics*. Carnegie Institution of Washington. Publi. 634, p. 231-241.
- FRASER D.G., 1976 - Thermodynamics in geology. Ed. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland. 410 p.
- FYFE W.S., PRICE N.J., THOMPSON A.B., 1978 - Fluids in the earth's crust. Elsevier Publishing Company. Amsterdam. 383 p.



- GIBBS J.W., 1906 - On the equilibrium of heterogeneous substances. On the scientific papers of J. Willard Gibbs, I, 55-345.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L., 1973 - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- GRATIER J.P., VIALON P., 1980 - Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics* 65, p. 151-180.
- GRATIER J.P., 1980 - Quelques exemples de déformation expérimentale et naturelle de roches par dissolution-cristallisation avec transfert de matière. Congrès "Dissolution des carbonates", Bordeaux.
- HAAS J.L.Jr., 1976 - Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H<sub>2</sub>O component in boiling NaCl solutions. *Geol. Survey Bulletin* 1421a.
- HAAS J.L.Jr., 1976 - Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions. *Geol. Survey Bulletin* 1421b.
- HERRING C., 1950 - "Diffusional viscosity of a polycrystalline solid". *J. Appl. Phys.*, 21, p.437-445.
- ILDEFONSE J.P., 1980 - Recherches sur le transport du silicium et du magnésium en conditions hydrothermales. Thèse Etat, Orléans.
- JAEGER J.C., COOK N.G.W., 1969 - Fundamentals of rock mechanics. 1st ed. Chapman and Hall.
- JAEGER J.C., COOK N.G.W., 1976 - Fundamentals of rock mechanics. 2nd ed. Chapman and Hall.
- KENNEDY G.C., 1950 - A portion of the system silica-water. *Econo. Geol.* 45, p. 6-29.
- KONNERUP - MADSEN J., 1979 - Fluid inclusions in quartz from deep-seated granitic intrusions. South Norway. *Lithos* 12, p.13-23.
- KREULEN R., 1980 - CO<sub>2</sub> rich fluids during regional metamorphism on Naxos (Greece) : carbon isotopes and fluid inclusions. *Amer. Journal of Science*, vol. 280, p. 745-771.
- LEMMLEIN G.C., KLYA M.O., 1954 - Changes in fluid inclusions under effect of temporary heating up of a crystal. *Doklady Acad. Nauk. SSR.*, vol. 94, p. 233-236.
- LEROY J., 1979 - Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de la dérépitation. *Bull. Mineral.* 102, p. 584-593.
- MULLIS J., POTY B., LEROY J., 1973 - Nouvelles observations sur les inclusions à méthane des quartz du Val d'Illeiz, Valais, Suisse. *C. R. Acad. Scien. Paris*, t. 277, p. 813-816.
- MULLIS J., 1975 - Growth conditions of quartz crystals from Val d'Illeiz, Valais, Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55, p. 419-429.
- MULLIS J., 1976a - Die Quatzkristalle des Val d'Illeiz. *Zeugen Spätalpinen Bewegungen. Eclogae. Geol. Helv.*, vol. 69/2, p.343-357.
- MULLIS J., 1976b - Das Wachstumsmilieu der Quatzkristalle im Val d'Illeiz (Wallis, Schweiz). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, p. 219-268.
- NABARRO F.R.N., 1967 - Steady state diffusional creep. *Phil. Mag.* 16, p. 231-237.
- N'GUYEN P.H., 1978 - Thermoluminescence du corail; contribution aux recherches en datation par cathodoluminescence. Thèse 3ème cycle, Bordeaux.
- NICKEL E., 1978 - The present status of cathodoluminescence as a tool in sedimentology. *Minerals Sci. Engng*, vol.10,n°2,p.73-100.
- NICOLAS A., POIRIER J.P., 1976 - Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Ed. J. Wiley and sons. 444 p.
- NICOLAS A., VIALON P., 1980 - Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. *Mem.h.ser.Soc.Geol.France*, n°10, p.127-139.
- PATERSON M.S., 1973 - Non hydrostatic thermodynamics and its geological applications. *Rev. Geophys.Space Phys.*, 11,p. 355-389.
- PASHKOV Yu.N., PILOYAN G.O., 1973 - On the theory of the decrepitation methods. Abstracts of papers at 4th Regional Meeting on thermobarogeochemistry of Mineral-Forming processes at Rostov-on-Don, p. 292-293 (english abstract in "Proceedings of Coffi", E. Roedder edit., 1973, 6, p. 119).
- PECHER A., 1978 - Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.). *Trnasversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal*. Thèse Etat, Grenoble.
- PECHER A., 1980 - Fluid inclusions as markers of fluid pressure during deformation : some limits; data from transformations of fluid inclusions in synthetic quartz in a Griggs apparatus. Abstract of international conference on the effect of deformation on rocks, Göttingen, p. 203-206.
- PECHER A., 1981 - Experimental decrepitation and reequilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. *Tectonophys.*(in press).



- PIJOLAT B., 1978 - Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute-Savoie). Mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3ème cycle, Lyon.
- POTTER W.R., BROWN D.L., 1977 - The volumetric properties of aqueous chloride solutions from 0°C to 500°C at pressures up to 2000 bar based on a regression of available data in the literature. *Geol. Surv. Bul.* 1421c.
- POTY B., 1969 - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont Blanc. Thèse Etat, Nancy.
- POTY B., STALDER H.A., WEISBROD A., 1974 - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 2/3,p.717-752.
- POTY B., LEROY J., JACHIMOWICZ L., 1976 - Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaixméca. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, p. 182-186.
- PRICE N.J., 1975 - Fluids in the crust of the earth. *Science progress Oxf.*, 62, p. 59-87.
- RAMSAY J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, Ed. London, 568 p.
- RAMSAY J.G., 1980 - The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, vol. 5272, p. 135-139.
- REGRENY A., 1973 - Recristallisation hydrothermale du quartz. Thèse docteur-ingénieur, Paris VI.
- REGRENY A., 1973 - Recristallisation hydrothermale du quartz et caractérisation en vue des applications radioélectriques. *Ann. Téléc.* 28, n°3-4, p. 11-122.
- ROEDDER E., 1962 - Studies of fluid inclusions. I : low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Econ. Geol.* 57, p. 1045-1061.
- ROEDDER E., SKINNER B.J., 1968 - Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. *Econ. Geol.* 63, p. 715-730.
- ROEDDER E., 1972 - Data of geochemistry. Sixth ed. Composition of fluid inclusions. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 440-455, 164 p.
- ROEDDER E., 1976 - Fluid inclusions on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In Wolf K.H.(ed.) : *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier Sci. Publ. Company, Amsterdam. Vol. 3, p. 67-110.
- SABOURAUD C., MACQUAR J.C.I., ROUVIER H., 1980 - Les inclusions fluides, témoins ou faux témoins des conditions de dépôt. Quelques exemples pris dans les minéralisations de Pb, Zn, Ba, F du sud du Massif Central français. *Mineral. Deposita (Berl.)*, 15, p. 211-230.
- SABOURAUD C., MACQUAR J.C.I., ROUVIER H., 1981 - Réponse aux observations de J.C.I. TOURAY et A. ZISERMAN. *Mineral. Deposita (Berl.)*, 16, p. 181-183.
- SABOURAUD C., 1981 - Décrepitation expérimentale d'inclusions sous pression. Application au cas d'inclusions primaires de fluorine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, p.729-732.
- SADOUL N., 1973 - L'enfer des bulles. Pauvert ed. 240 p.
- SHARANOV B.N., LIR Yu.V., KOZLOV A.V., 1973 - On question of interpretation of decrepigraphs of vein quartz. Abstracts of papers at 4th Regional Meeting on thermobarogeochemistry of Mineral-Forming processes at Rostov-on-Don, p. 309-311 (english abstract in "Proceedings of Coffi", E. ROEDDER edit., 1974, 7, p. 203-204).
- SHATAGIN N.N., 1973 - Dependence of decrepitation temperature on size of inclusions, thickness of inclusion wall, and pressure of mineral formation. Abstracts of papers at 4th Regional Meeting on thermobarogeochemistry of Mineral-Forming processes at Rostov-on-Don, p. 293-295 ( english abstract in "Proceeding of Coffi", E. ROEDDER Ed., 1974, 7, p; 204).
- SWANENBERG H.E.C., 1980 - Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks from S.W. Norway. Ph D Utrecht.
- VERNON R.H., 1976 - Metamorphic processes. Reactions and microstructure development. George Allen and Unwin Ed. London, 247 p.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J., 1976 - Eléments de Tectonique analytique. Masson Ed., 98 p.
- WEILL D.F., FYFE W.S., 1964 - The solubility of quartz in H<sub>2</sub>O in the range 1000-4000 bar and 400-550°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, p.1243.
- WICKHAM J.S., ELLIOTT D., 1970 - Rotation and strain history in folded carbonates, Front Royal area, Northern area, northern Virginia. *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 51, p. 422.
- WILKINS R.W.T., BARKAS J.P., 1978 - Fluid inclusions. Deformation and recrystallisation in granite tectonites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 293-299.
- WILKINS R.W.T., MAC LAREN A.C., 1981 - The formation of primary inclusions from etch pits in crystals. *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Monatshefte)*.